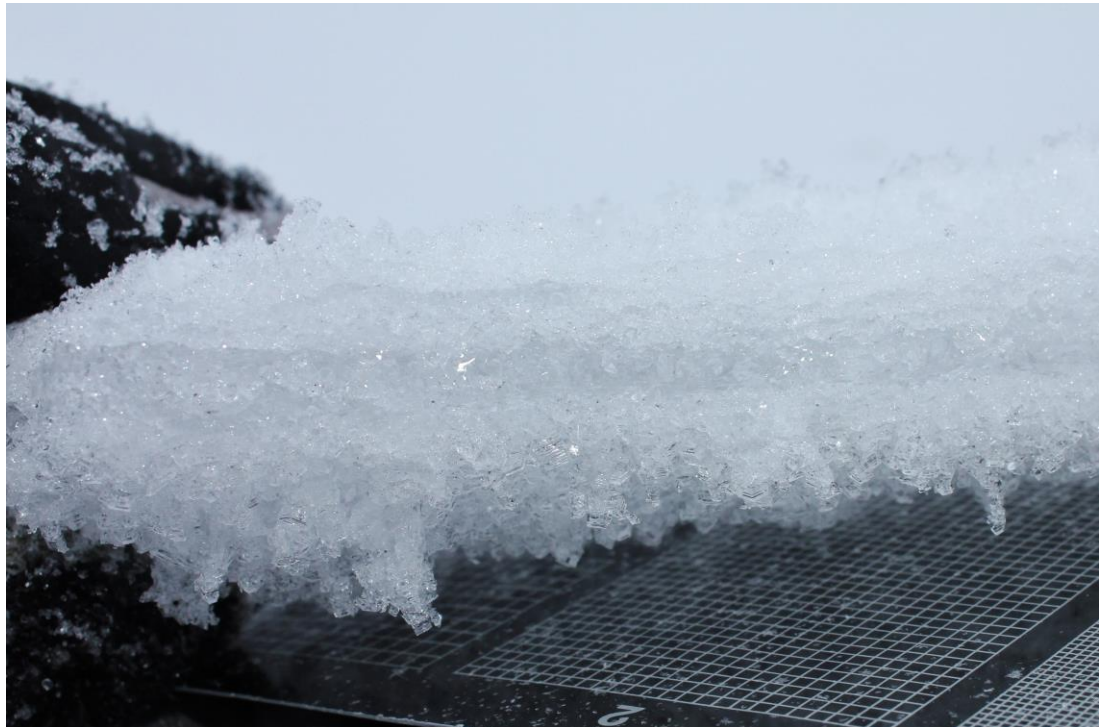


**Masteroppgave, Institutt for geofag**

# **Svake lag rundt skare**

*Utviklingen av kantkornet snø rundt skarelag ved  
Filefjell*

**Elisabeth Tønnessen**



**UNIVERSITETET I OSLO**

**DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET**



# **Svake lag rundt skare**

*Utviklingen av kantkornet snø rundt skarelag ved Filefjell*

**Elisabeth Tønnessen**



Masteroppgave i geofag

Studieretning: Naturgeografi

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

**UNIVERSITETET I OSLO**

20.desember 2013

**© Elisabeth Tønnessen, 2013**

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.



## Sammendrag

Kantkornet snø rundt skarelag er betydningsfulle svake lag i forbindelse med snøskred. Som følge av sin relativt store størrelse og kantete form, danner de dårlige bindinger og kan forbli svake lag i snødekket over flere uker til måneder. Skarelag er lite permeable og kan forstyrre den naturlige vanndampstransporten i snødekket og bidra til kantkornet vekst nær skarelag. En større forståelse av utviklingen til kantkornet snø rundt skarelag og faktorer som styrer denne, er viktig for å kunne forutsi potensielle svakheter i snødekket forbundet med skarelag. Målet med dette studiet er å forstå mer om hvordan kantkornet snø rundt skare utvikler seg og hvilke faktorer som kan bidra til økt styrke eller svakhet i lagene. Det ble gjennomført feltarbeid fire uker fra januar til april vinteren 2013. I løpet av disse dagene ble det gravd snøprofiler ved faste punkt med ulike aspekt og høyde over havet, kunne se etter eventuelle forskjeller og likheter mellom dem. Egenskaper som kornform, kornstørrelse og hardhet ble registrert og sett i sammenheng med værutviklingen gjennom vinteren. Et velutviklet skarelag fra mildvær og regn i starten av januar ble observert ved alle punkter gjennom hele sesongen. Dette ble etterfulgt av en kuldeperiode som bidro til dannelse av kantkorn i forbindelse med skarelaget ved alle punkter og var tilstede i snødekket gjennom hele sesongen. Fra skredobservasjoner og stabilitetsvurderinger, ser de også ut til å ha vært betydelige svake lag i området, med brudd både i overliggende og underliggende lag. Spesielt de velutviklede kantkornete lagene viste liten effekt av kompresjonetthet etter sterk vinddrift. Senere kortvarige varmeperiodene i løpet av vinteren ser ikke ut til å ha vært tilstrekkelig til å bidra til noen betydelig stabilisering av lagene eller ny skaredannelse ved punktene. Snøforholdene ved skaredannelse ser ut til å ha en betydning for egenskapene til en skare og påfølgende fasettering. Det antas at skaren blir tykkere og bedre utviklet der snøen har vært godt sintret, og redusert porerom kan begrense kantkornet vekst under skaren.

Det var ikke mulig å se noen vesentlig forskjell i utvikling mellom de ulike punktene med tanke på aspekt og høyde over havet. Det skyldes antagelig for lite utpreget topografi blant profilpunktene. Nøye planlegging av punkter før snøfall anbefales, da det sannsynligvis vil redusere de romlige variasjonene internt i hvert punkt. Det vil gjøre en undersøkelse av utviklingen mye mindre usikker.



# Forord

Masteroppgave i Naturgeografi. Hvem hadde trodd det for seks år siden? Jeg skulle jo bli lege, eller var det sykepleier, byggingeniør, lektor i realfag, sosionom, psykolog eller fysiker. At valget falt på Naturgeografi, var noe tilfeldig, men samtidig godt forplantet i den formidable geografiundervisningen til Moritz Röyr ved Kristelig Gymnasium (KG). Jeg simpelthen elsket de timene, og hans gode evne til å formidle de interessante sidene ved Geofag har æren for at valget ble som det ble. Samtidig så har gode forelesere og ekskursjoner bidratt til å opprettholde og videreutvikle interessen, og jeg ser tilbake på en flott og lærerrik tid ved Institutt for Geofag.

Det er mange personer som fortjener en stor takk for god hjelp i forbindelse med denne oppgaven. Det være hjelp i form av praktiske oppgave, som feltarbeid og matlab-kokkelering, faglige råd og kanskje viktigst av alt: psykisk støtte og oppmuntring, latter, kaffe og skrøner.

Jeg må takke Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) for å ha lånt meg deres fantastiske hytte Varden de ukene jeg var i felt. Og i felt kunne jeg ikke ha vært uten mine fantastiske feltassistenter: Tord, Chris, PiM, Elisabeth, Greg, Johannes og Maxim. Jeg setter så pris på den jobben dere gjorde! Hadde ikke kommet noen vei uten dere.

En stor takk går til Dagrunn Vikhamar Schuler for ha vært svært behjelpelig og hentet ut data fra Crocusmodelleringer til meg. Tobias som alltid er så behjelpelig, et matlab-geni og pedagogisk som få! Trond Eiken, for alltid å stille opp. Bernd, takk for alt det du har hjulpet til med både i oppstarten av dette arbeidet og tidligere år. Det blir satt pris på!

Jeg må også få takke for all hjelp og støtte fra phd-jentene i 3.etasje. Dere er gode!

Takk til familie og venner for støtte, interesse og omtanke. Det betyr masse!

Thomas V. Schuler og Karsten Müller (NVE): Tusen takk for god veiledning og hjelp dette året. Jeg har alltid gått fra møter med dere med et lettere sinn. Setter utrolig stor pris på den hjelpen dere har gitt meg. Og Karsten: tusen takk for god hjelp i oppstarten på feltarbeidet og for ditt engasjement og for at du alltid har fått meg opp av masterdalen selv om det så aldri så mørkt ut.

Til slutt: takk for en fantastisk fin studietid!

God lesning,

Elisabeth Tønnessen

Blindern 20.12.2013



# Innhold

Sammendrag .....	I
Forord .....	III
1. Introduksjon .....	1
1.1 Mål for studiet .....	2
1.2 Gjennomføring.....	3
2. Bakgrunn .....	4
2.1 Lagdeling i snø og romlige variasjoner .....	4
2.2 Snøklima.....	5
2.3 Varmetransport i snø .....	6
2.4 Metamorfose .....	7
Likevektsmetamorfose .....	7
Temperaturgradients-metamorfose .....	8
Sintring .....	9
2.5 Skarelag .....	11
Skaredannelse.....	11
Skarelags påvirkning på et tørt snødekke.....	12
Stabilitet i forbindelse med skarelag .....	15
Romlig variabilitet i skaredannelse og kantkornet vekst .....	15
Tidligere bruk av infrarødt kamera ved forskning på skarelag .....	16
3. Studieområdet.....	19
3.1 Klima .....	20
3.2 Meteorologien i regionen.....	21
Snøoppbygging før feltarbeidets oppstart .....	24
Snøregistreringer fra RegObs i regionen.....	24

3.3	Beskrivelser av profilområdene .....	26
4.	Metode.....	29
4.1	Feltdata-innsamlig .....	30
4.1.1	Valg av målepunkter .....	31
4.1.2	Snøprofiler.....	33
4.1.3	Infrarødt kamera .....	35
4.2	Meteorologiske data .....	36
4.2.1	Annen data.....	36
5.	Resultat.....	37
5.1	Snødekket generelt .....	37
5.2	Tilstedeværelse av kantkornet snø rundt skarelagene .....	38
5.3	Temporal utvikling .....	41
	Utvikling av snødekket.....	41
	Utvikling av skarelag og snøegenskaper rundt skare .....	42
	Temporal utvikling ved utvalgte punkter .....	52
5.4	Snøprofiler fra Crocus .....	70
	Kort om modellen.....	70
	Utviklingen av snødekket ved Crocus-modellering .....	71
	Sammenlikning mellom snømålinger og Crocus-modellering.....	72
6.	Diskusjon.....	76
6.1	Usikkerhet.....	76
	Usikkerhet ved målinger .....	76
	Romlig variasjon ved de ulike punktene .....	78
	Menneskelige forstyrrelser .....	78
6.2	Skaredannelse .....	79
	Øvre skarelagspakke .....	79
	Lite dannelse av nye skarelag.....	79

6.3	Tilstedeværelse av kantkornet snø rundt skarelagene .....	80
	Dannelse .....	80
	Utviklingen.....	81
	Romlige variasjoner .....	83
6.4	Stabilitet.....	84
6.5	Forbedring .....	86
	Valg av målepunkter .....	86
	Større detaljnivå evt til senere arbeid/annerledes .....	86
7.	Konklusjon .....	88
8.	Referanser.....	90
	Vedlegg .....	94
	Vedlegg A – Snøprofiler .....	95
9.	Vedlegg B - Utvikling til snøegenskaper med tiden .....	111
10.	Vedlegg C - Kryssplot med tiden .....	118
11.	Vedlegg D - Kryssplot.....	122
	Kornstørrelse og hardhet over ØSLP .....	123
	.....	126





# 1. Introduksjon

Snøskred kan føre til store ødeleggelser og er i fjellområder over hele verden en trussel mot både mennesker og infrastruktur (Schweizer et al. 2003). Man skiller hovedsakelig mellom løssnøskred og flaskred, der det er flaskred som vanligvis utgjør størst fare (McClung og Schaerer 2006). Løssnøskred oppstår som en utløsning fra et punkt ved eller nær overflaten i ellers lite kohesiv snø (Schweizer et al. 2003; McClung og Schaerer 2006). De involverer stort sett kun snø ved eller nær overflaten, og i nedfarten spres de ut over etter hvert som mer snø blir innlemmet i bevegelsen (McClung og Schaerer 2006). Flaskred involverer utglidning av et kohesivt snølag. Det som følge av et brudd i en svakere overgang eller lag nede i snødekket som kan spre seg over store avstander (McClung og Schaerer 2006). Styrken til de svake lagene eller til bindingene mellom ulike lag parallelt med skråningen, kalles skjærstyrken. Denne er svært viktig med tanke på om laget svikter og om et brudd forplanter seg (McClung og Schaerer 2006) over et stort nok område til å få en utglidning.

Variasjoner i kornstørrelser (Colbeck 2001) og kornform mellom ulike snølag kan gi dårligere bindinger mellom dem (McClung og Schaerer 2006). Begravet overflaterim, kantkornet snø og begerkrystaller representerer betydningsfulle svake lag i snødekket (Schweizer og Jamieson 2001). Disse kornene dannes ved relativt store temperaturgradienter langs overflaten (overflaterim) eller i snødekket, da vanndampstransporten er høy og gir opphav til rask krystallvekst (McClung og Schaerer 2006). De har ofte dårlige bindinger og er svært svake parallelt med skråningen (McClung og Schaerer 2006). Som følge av sin kantete form og relativt store størrelse kan det å få dannet bindinger ta lang tid (Colbeck 1997). De kalles vedvarende svake lag og kan representere svake lag og kan bidra til snøskreddannelse i uker til måneder etter at de er dannet (McClung og Schaerer 2006).

Skarelag er observert som som glideplanet i en rekke snøskredhendelser (Jamieson 2006) og har ofte dårligere binding til overliggende snø (Colbeck 2001). Skjærspenningen kan konsentreres langs skarelag og bidra til brudd langs overflaten, da disse ofte er stivere enn snøen over (Jamieson 2006). Lag av kantkornet snø er ofte blitt observert i forbindelse med skarelag (eg. Seligman 1936; Fierz 1998; Greene og Johnson 2002; Jamieson og Langevin 2004), og er betydningsfulle svake lag i forbindelse med snøskred (Jamieson og Langevin 2004). Et lag av kantkorn over et skarelag var det kollapsede laget ved hele 700 flaskred i coloumbia mountains, vest-Canada, i løpet av vinteren 1997 (Jamieson et al. 2001). Et slikt lag var også ansvarlig for en rekke ulykker og nestenulykker i Troms fylke vinteren 2013 (Müller, K., pers.comm.). Da de er

lite gjennomtrengelige kan skarelag forstyrre den naturlige vanndampstransporten i snø og fungere som en fuktsperre. Dette kan bidra til kantkornet vekst rundt laget (Colbeck 1991) og en dårlig binding til omkringliggende lag (Jamieson 2006).

De fleste studier ser ut til å være konsentrert om kantkornet snø over skare, da det i følge Jamieson (2006) er disse som er den vanligste årsaken til snøskred i forbindelse med skarelag. Det underliggende laget kan imidlertid ha en langsommere styrkeøkning enn det overliggende og få betydning over en lengre periode (Greene og Johnson 2002). En økt forståelse av utviklingen til kantkornet snø rundt skarelag og faktorer som styrer denne, er viktig for å kunne forutsi potensielle svakheter i snødekket forbundet med skarelag og gi et utgangspunkt for en bedre snøskredvarsling.

## 1.1 Mål for studiet

Målet med dette arbeidet er å undersøke hvordan lagene over og under skare i de øvre delene av snødekket utvikler seg gjennom sesongen, og i tillegg ulike faktorer som kan ha påvirket denne utviklingen. Filefjell befinner seg ved vannskillet mellom Øst- og Vestlandet og preget av vær fra vest og dermed også potensielle perioder med mildvær og skaredannelse (Stranden og Grønsten 2011). Norge Vassdrag og Energidirektorat (NVE) drifter en værstasjon ved Kyrkjestølen på 956 moh, og det var tilgjengelig meteorologiske data for tidsperioden. Generelt er det registrert et relativt tynt snødekke ved målestasjonen, der dannelse av flere skarelag er vanlig gjennom sesongen (Müller, K, pers.com 2013). Dette egnet seg derfor bra som feltområde, med både sannsynligheter for skarelag og nærliggende meteorologiske målinger.

Vi var interessert i utviklingen i stabiliteten rundt skarelagene for å få mer klarhet i hva som kan føre til svakere lag og hva som bidrar til stabilisering rundt skare. Økning i kornstørrelse, avtagende hardhet og motstand i laget blir benyttet som indikasjoner på svakere lag. Minking av kornstørrelse og avrunding, kompaksjon, og økende hardhet blir benyttet som indikasjoner på en stabilisering.

Problemstillingen for studiet var følgende:

- Hvordan utvikler snøen rundt skarelag seg i Filefjellsområdet, og hva kontrollerer utviklingen med tanke på stabiliteten?
  - o Er det forskjeller i utviklingen mellom ulike helningsretninger (aspekt)?
  - o Ser man noen sammenheng med endringer i været?

## 1.2 Gjennomføring

Studiet baseres hovedsakelig på feltundersøkelser ved Filefjell, samt meteorologiske data fra de to værstasjonene til Meteorologisk Institutt (MET) og Norge Vassdrag og Energidirektorat (NVE) ved Kyrkjestølane på Filefjell. Feltarbeidet ble gjennomført over om lag en uke hver måned fra januar til og med april, vintersesongen 2013. I løpet av disse dagene ble det gravd snøprofiler ved faste punkt med ulike aspekt og høyde over havet, med den hensikt å undersøke utviklingen rundt skarelagene og eventuelle forskjeller og likheter mellom dem. Egenskaper som kornform, kornstørrelse og hardhet ble registrert. I tillegg ble (Borstad og McClung 2011) sin «thin blade test» testet ut i overgangen mellom skarelaget og snøen rundt. En sparkel montert på en kraftmåler registrerer kraft som må til for å penetrere snøen og bryte bindinger, og dermed et mer direkte mål på styrken til disse. I et forsøk på å knytte utviklingen til meteorologien har data fra feltarbeidet blitt sammenliknet med de meteorologiske målingene fra Kyrkjestølane.

En snødekkemodell, Crocus (Vionnet et al. 2012), ble benyttet til å simulere utviklingen av snødekket gjennom hele sesongen. Disse ble benyttet for å få en forståelse av utviklingen i snødekket før, mellom og etter våre måleperioder.

## 2. Bakgrunn

### 2.1 Lagdeling i snø og romlige variasjoner

Allerede på 1800-tallet ble ulike lag observert i snødekket forbundet med forskjellige snøfall ((Seligman 1936) og referanser der). Meteorologiske variasjoner under snøfall og opphold i tid mellom disse, gir opphav til forskjeller i snøegenskaper mellom de ulike avsettingene og dermed en opprinnelig lagdeling i snødekket (Sturm og Benson 2004). En senere omdanning gjennom metamorfose føre til endringer av hvert lag over tid (Colbeck 1991). Både egenskapene til hvert enkelt lag og sekvensen av lagene påvirker de fysiske egenskapene til snødekket, og disse kan være svært ulikt fra år til år (Colbeck 1991).

Som følge av romlige variasjoner i både snøavsetting og senere omdanning kan snødekket også variere parallelt med overflaten ved tilstedeværelse av de ulike lagene, samt endring i tykkelse, dybde, og egenskaper som kornstørrelse og -form, styrke og hardhet (Kronholm (2004) og referanser der). Det skilles ofte mellom eksterne og interne faktorer som bidrar til romlige variasjoner i distribusjon og lagdeling av snø (Sturm og Benson 2004). Disse er beskrevet av Kronholm (2004) og Schweizer et al. (2008). Lokale og regionale endringer i lufttemperatur, nedbør, vindretning og –styrke representerer eksterne opphav, som sammen med topografien og hovedsakelig vegetasjon eller snøoverflate, kan påvirke både opprinnelig lagdeling og senere omvandling av snøen. Topografien er viktig med hensyn på høyde over havet, aspekt, helning, og lokale vindregimer. Interne faktorer er hovedsakelig metamorfose som finner sted etter avsetting. Denne påvirkes av de eksterne faktorene som lufttemperatur, innkommende og utgående stråling og underlagets varmeledningsevne. Alle påvirker de temperaturgradienten og dermed vanndamptransporten i snødekket, som får betydning for endringer i krystallform, -størrelse og binding. Disse prosessene belyses nærmere i kapittel 0**Error! Reference source not found..**

Vind som følge av vindtransport og temperatur i form av smelte og dannelse av islinser og -søyler, er sammen med terrenget faktorene som bidrar til de største romlige variasjonene i snødekket (Sturm og Benson 2004). Vindtransporten er svært påvirket av lokale topografi. Ved skråninger eller topografi som peker mot vinden komprimeres vinden og akselereres, som kan gi erosjon av snødekket dersom hastigheten blir stor nok, mens man på lesidene der vinden hastigheten avtar, får en avsetning av snø (McClung og Schaerer 2006). Disse variasjonene i erosjon og avsetting kan varierer innenfor små områder, som følge variasjoner i terrenget som depresjoner, hauger og vegetasjonen (McClung og Schaerer 2006). Transporten foregår gjennom kryp/rulling langs overflaten, saltasjon som er en hoppende bevegelse i et tynt lag nær overflaten

der konsentrasjonen av snøkorn er høyest, og suspensjon (Lehning et al. 2008). De to sistnevnte er av størst for massetransport av snø (Lehning et al. 2008). Vindtransport av snø bidrar til å slipe og bryte opp krystallene til mindre partikler som kan pakkes tettere sammen, rundes og bindes raskt til hverandre (Colbeck 1991). Det gjør lag avsatt under vind spesielt sterke med høyere tetthet og mange relativt store bindinger, og mindre permeable samtidig som de små porene gjør dem spesielt egnet til å absorbere smelte vann (Colbeck 1991). Den kritiske vindhastigheten for erosjon av snø og påfølgende vinddrift er øker med tiden, temperatur, tetthet og tid (McClung og Schaerer 2006). Ved løs ubundet snø er denne ca 5 m/s ved 10 meters høyde, mens man ved godt bundet snø av stor tetthet må ha vind over 25 m/s (McClung og Schaerer 2006).

## **2.2 Snøklima**

Snøklimaet beskriver de meteorologiske forholdene som generelt dominerer gjennom vinteren i et område, sammen med generelle karakteristikkene til snødekket som snødybde, typisk lagdeling og typiske opphav til snøskred (McClung og Schaerer 2006). De tre hovedgruppene for snøklima er maritimt, kontinental og en overgangsform mellom de to og er beskrevet av blant annet McClung og Schaerer (2006). Maritimt snøklima preges av milde vintre, relativt mye nedbør og et dypt snødekke og vedvarende svake lag dypt i snødekket er ikke vanlig. Snøskred skjer hovedsakelig under eller rett etter uvær, med brudd i den nye snøen eller som følge av regn. Som vi skal se senere i kapittel 0, gir temperaturer nær 0 °C opphav til en rask stabilisering av snødekket. Gjennom hele vinteren kan i tillegg perioder med regn og mildvær gi opphav til skarelag i snødekket. Et kontinentalt snøklima preges av kalde temperaturer, relativt lite snøfall, et generelt tynt snødekke som gir opphav til vedvarende svake lag og stedvis kantkornet snø gjennom hele snødekket. Selv om brudd også kan gå i nysnø preger de gamler vedvarende svake lag snøskreddannelsen her, spesielt ved de store skredhendelsene.

## 2.3 Varmetransport i snø

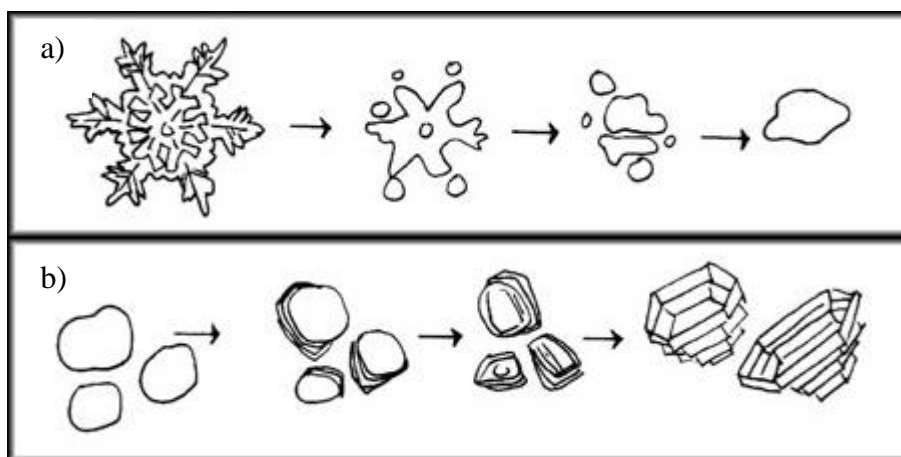
Sublimasjon er en direkte faseovergang fra fast is til vanndamp, men kan også brukes om den motsatte prosessen (Seligman 1936), her omtalt som deposisjon. Faseovergangene henholdsvis forbruker og avgir energi i form av latent varme.

Nær bakken er tørr snø generelt varmere og nær 0 °C, mens snøen nær overflaten er utsatt for temperaturvariasjoner som følge av døgnvariasjoner langs overflaten (eg. Miller et al. 2003; McClung og Schaerer 2006). Disse temperaturoariasjonene varierer lite ved om lag 30 cm dybde (Birkeland 1998). Da snø har en dårlig varmeledningsevne gir en stort sett kaldere snøoverflatetemperatur opphav til temperaturgradienter i snødekket (McClung og Schaerer 2006). Temperaturforskjeller i snøen gir opphav til en gradient i vanndampstrykket, da dette trykket øker med temperaturen (Yosida 1955; Colbeck 1983). Man får da en vanndampstransport ved gjennom porerommene ved diffusjon fra varmere snø med høyere vanndampstrykk til kaldere snø med lavere vanndampstrykk ved krystalloverflaten. Denne prosessen beskrives av Yosida (1955) som en transport fra korn til korn ved sublimasjon fra toppen av varmere krystaller og en deposisjon ved bunnen av kaldere krystaller.

Varmetransporten fra varmere deler av snøen til kaldere deler foregår hovedsakelig ved varmeledning (konduksjon) gjennom bindingene mellom krystallene og en diffusjon av vanndamp gjennom porerom (Staron et al. 2012). Den effektive konduktiviteten til snøen representerer den kombinerte varmetransporten av disse prosessene. Hvilke av de overnevnte prosessene som dominerer, avhenger av bindingene og kontaktpunkter mellom snøkornene (Staron et al. 2012). Dette fordi konduksjon gjennom kornene er svært avhengig av mikrostruktur og bindinger (Sturm et al. 1997), og er mer effektiv og dominerer der disse er hyppige og velutviklet (Staron et al. 2012). Snø med dårlig binding og generelt lav tetthet har en dårlig varmeledningsevne og det er hovedsaklig diffusjon som står for varmetransporten (Staron et al. 2012).

## 2.4 Metamorfose

Metamorfose er omvandlingen av snøkrystallene i snødekket. I tørr snø er det hovedsakelig temperaturgradienten, temperatur og porerom som avgjør om man får dannet avrundede og mer bundede korn (Figur 1, a) eller mer ustabile kantkornet snø og begerkrystaller (Figur 1, b)(McClung og Schaerer 2006). Temperaturgradienten som gir opphav til vanndampstransporten ved diffusjonen beskrevet i kapittel 0, regnes som den viktigste av disse (McClung og Schaerer 2006). Vanndampsgradienten som tilfører vanndamp og overmetningen av vanndamp nær overflaten til de kaldere kornene avgjør vekstraten og formen på kornene der vanndampen avsettes (Colbeck 1983). Hurtigheten til veksten som følge av deposisjon, øker med temperaturgradient, porerom og temperatur (McClung og Schaerer 2006). Langsom vekst gir avrundede og godt bundete krystaller, da mens en rask vekst kan gi kantkornet vekst (McClung og Schaerer 2006). En temperaturgradient på 10 °C/m anses som den kritiske gradienten for kantkornet vekst, og ved lavere gradienter en avrunding av krystallene (McClung og Schaerer 2006). Oppstarten av kinetisk vekst er i midlertid sterkt avhengig av porestørrelse (Miller et al. 2003) for rom til økt kornvekst (Marbouty 1980) og økte temperturforskjeller med økende avstand (Colbeck 1983).



*Figur 1: Illustrasjon av metamorfose i tørr snø ved, a) likevektsmetamorfose og b)temperaturgradients-metamorfose (Barlow 2002).*

### Likevektsmetamorfose

Den enkleste formen for metamorfose omtales ofte som likevektsmetamorfose og foregår ved lave temperaturgradianter. En transport av vanndamp fra konvekse deler der vanndampstrykket er høyere, til konkave deler der dette trykket er lavere og fører til en runding og redusering av

overflaten illustrert i Figur 1. Så lenge snødekket ikke er isothermalt, vil det imidlertid være en temperaturgradient, og effekten av kurvatur sammenliknet med effekten av temperaturgradienten er minimal (McClung og Schaerer 2006). Temperaturgradienten vil dermed være den dominerende mekanismen ved metamorfose, mens kurvatureffekten kan få en liten betydning for hvor vanndamp avsettes ved lavere temperaturgradienter, som i konkave overganger mellom kornene (McClung og Schaerer 2006).

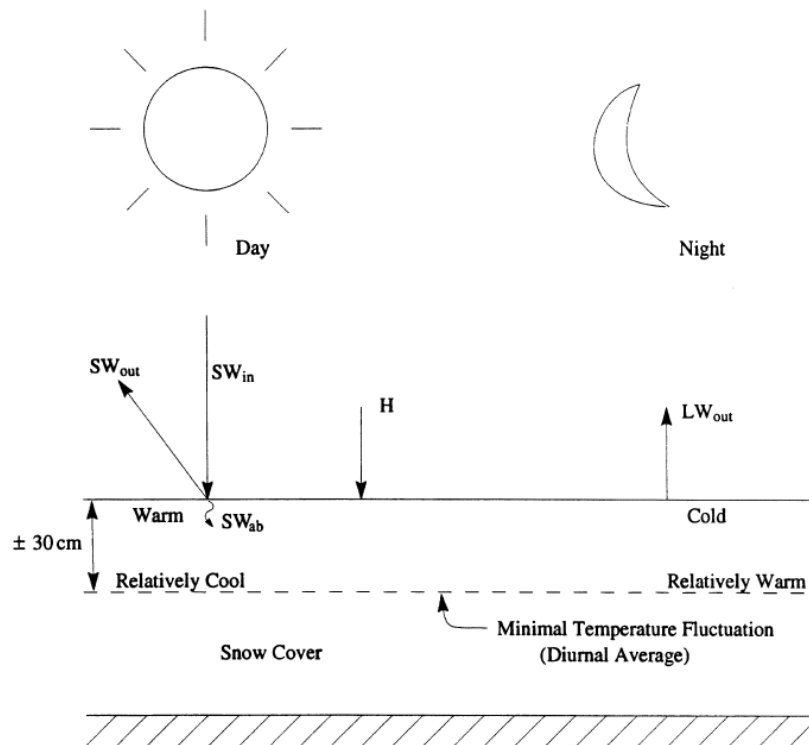
## Temperaturgradients-metamorfose

Blir temperaturgradienten og overmetningen tilstrekkelig får man oppbyggende metamorfose (kinetisk vekst) til en kantkornet snø, og potensielt begerkrystaller (Figur 1,b). Da er veksten av krystaller hurtig (kapittel 2.4), og avsetning av vanndamp er ikke lenger konsentrert til depresjoner mellom kornene, men foregår også på overflaten og kantene til krystallene (McClung og Schaerer 2006). Den hurtige veksten gir ikke rom for betydelig sintring og relativt store kantkornete krystaller med få bindinger realt til størrelse, vokser på bekostning av små rundede og potensielt mer velbundete krystaller (kapittel 0) (McClung og Schaerer 2006).

Som nevnt i kapittel 2.4 er den kinetiske veksten avhengig av blant annet porerom. Marbouty, 1980 #226@{author-year} studerte utviklingen av snø med ulik tetthet utsatt for tilstrekkelig temperaturgradienter for kinetisk vekst. Han observerte en økning i kornstørrelsen med minkende snøtetthet, mens krystallene i snø med høyere tetthet ble kantet uten vokse betydelig, som antagelig skyldes mangel på porerom til videre vekst.

Snø nær overflaten utsatt for skift i temperaturgradienten som følge av døgnvariasjoner, blir også utsatt for varierende retning for vanndampstransport (Birkeland 1998; Birkeland et al. 1998; Pinzer og Schneebeli 2009). Disse er spesielt sterke ved varme dager med solstråling og kaldere netter med fravær av skyer (Figur 2). Er disse variasjonene store nok kan man nær overflaten man sterke temperaturgradienter nær overflaten som er tilstrekkelig for kinetisk vekst i to retninger kalt «diurnal recrystallisation» (Birkeland et al. 1998). Effekten av denne blir typisk begrenset til de øvre 15 cm av snødekket, da størrelsen på gradienten avtar raskt med avstand fra overflaten og størst i snø av lav tetthet (Birkeland 1998; Birkeland et al. 1998). I snø av lav tetthet observerte Birkeland et al. (1998) kantkornete krystaller på 1mm i løpet av 36 timer som følge av disse sterke temperaturgradientene nær overflaten.





Figur 2: Forklaring av diurnal rekrySTALLISERING. Solstråling som absorberes ( $SW_{abs}$ ) og varmere temperaturer ( $H$ ) gir en relativt varmere snøoverflate og negativ temperaturgradient om dagen. Om natten ved fravær av skyer vil utgående langbølget stråling ( $LW_{out}$ ) og lite innkommet solstråling ( $SW_{in}$ ) føre til en relativt kaldere snøoverflate og positiv temperaturgradient (Birkeland 1998).

## Sintring

Dannelse av bindinger mellom tilgrensende korn i snødekket kalles sintring, og forbindes med en økning av snøens styrke. Med tiden får man en rearrangering og pakking av kornen gjennom kryp og at snøen setter seg, slik at tettheten øker og kontaktpunktene mellom korn blir større (McClung og Schaerer 2006). Små og avrunda korn har lettere for å pakkes og kan oppnå flere kontaktpunkter og dermed potensielle bindinger per volum enn det større og angulære fasetter kan (McClung og Schaerer 2006). Vekst av bindinger øker med stigende temperaturer og i følge McClung og Schaerer (2006) er denne raskest i nysnø  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$  og avtar med tiden.

I følge (Colbeck 1998) drives bindingsveksten hovedsakelig av en spenningsforskjell langs overgangen mellom kornene, der denne er høyere internt i overgangen enn langs kantene. Dette gir opphav til en diffusjon av vanndamp langs kontaktflaten mot lavere spenning og en vekst av bindinger mot en likevektform, spesielt ved lavere temperaturgradienter. Ved lave temperaturgradienter kan nok også kurvatureffekten til en viss grad bidra til en deposiasjon av vanndampen i konkave områder i overgangen mellom korn (McClung og Schaerer 2006), eller

tidlig i prosessen hvor sintring er raskest (Colbeck 1997). Størrelsesforskjellen mellom kornene kan også ha en betydning for sintring, da even til effektiv binding mellom dem i følge Colbeck (2001) avtar når størrelsesforskjellen øker. Allerede ved et størrelsesforhold på 1.57 vil de minste kornene være for innlemmet i de større kornene til at de effektivt kan bindes til andre større korn, og bidra til sammenkobling i snødekket. Dette gjør overgangen mellom lag av ulik kornstørrelse ekstra svak, og kan bidra til en svakere eller langsommere binding mellom skare og overliggende snø (Colbeck 2001).

Kantorkornet snø, begerkrystaller og overflaterim kalles vedvarende svake lag, da de kan forbli svake i flere uker, måneder eller gjennom hele sesongen. Deres relativt få og dårlige bindinger fører gir disse lagene en dårlig varmeledningsevne (Adams og Brown 1983; Sturm et al. 1997), som kan opprettholde temperaturgradient og vekts i laget. Sintringen av disse store krystallene tar i tillegg mye lengre tid (Colbeck 1997). Observasjoner har vist at tettheten til lag av disse krystallene endres lite eller kan til og med avta med tiden (McClung og Schaerer 2006). Dette skyldes antagelig den anisotrope egenskapen deres. De kan motstå kompaksjon og styrkeøkning som følge av sin angulære form og ofte store krystaller, mens de er svake i skjærretningen, parallelt med skråningen (McClung og Schaerer 2006).

Staron et al. (2012) hevder at mikrostrukturene i snø under vedvarende høy temperaturgradient vil utvikle seg mot en mer effektiv varmetransport for å redusere temperaturgradienten og komme nærmere en termodynamisk likevekt. Siden konduksjon gjennom is er mer effektiv enn diffusjon, utvikles en lenking av fasetter og begerkrystaller i samme retning som varmetransporten (Staron et al. 2012). Greene et al. (2006) registrerte en økt varmeledning på om lag 20% over 5 dager. En slik lenking vil ikke nødvendigvis føre til større stabilitet, da man får en vekst i vertikale lenker på bekostning av bindinger i horisontal retning (Satyawali 1999). De bevarer dermed sine anisotrope egenskaper, der et potensielt kollaps av laget kan forplante seg over store avstander og gi opphav til store flakskred (Staron et al. 2012).

Selv om de vedvarende svake lagene motstår kompresjon til en viss grad og har en dårligere varmeledning et godt sintret snø, vil de over tid kunne øke i stryke ved lavere temperaturgradienter og økt overliggende vekt (Johnson og Jamieson 2000). Johnson og Jamieson (2000) observerte en betydelig forskjell mellom et kontinentalt og et «overgangs-snøklime» i økningen av både skjærstyrke og håndhardhet til et kantkornet lag. Primært skyldes dette i følge dem, forskjellen i vekt og tykkelse av overliggende snø mellom områdene. En større overliggende vekt kan presse krystallene mer sammen og gi flere kontaktpunkter, mens den tykkere overliggende snøen bidrar til lavere temperaturgradienter.

## 2.5 Skarelag

### Skaredannelse

Skaredannelse skyldes en smelting og senere refrysing av våte lag i snødekket. Den tilførte energien kan ha flere opphav, som regn, følbare varme og solinnstråling, alene eller i kombinasjon (Jamieson 2006). Opprinnelsen til skaren er viktig for å kunne si noe om den romlige utbredelsen og hvor det er sannsynlig å finne den igjen (Jamieson 2006).

#### *Regnskare*

Distribusjonen av regnskare i terrenget er fortrinnsvis bestemt av høyde over havet med skillet mellom regn og snø (Jamieson 2004; Jamieson 2006). I tillegg kan andre terrengparametre påvirke tykkelse og dybde til skaren. Helningen påvirker hvor dypt vannet kan penetrere, og skarene kan derfor ligge dypere og være tykkere i mindre bratte helninger enn brattere (Jamieson 2006). Dersom det er vind under regnbygen vil også aspektet kunne ha en betydning for skaretykkelsen (Jamieson 2006).

#### *Temperaturskare*

Varme lufttemperaturer kan også bidra til dannelsen av smeltet snø som ved senere refrysing kan danne skare (Jamieson 2006). Disse kalles som regel smelte-fryse-skarer, men i dette arbeidet benyttes temperatur-skare for å gjøre opphavet for smelte klarere. Da temperaturene ofte avtar med høyde over havet, er også distribusjonen av temperaturskarer begrenset til under en viss høyde (Jamieson 2006).

#### *Solskare*

For å danne solskare må det lille som snøen absorberer av solstråling være tilstrekkelig til å smelte snøen. Derfor dannes solskarer hovedsakelig sent på vinteren, da sola står høyere på himmelen og lufttemperaturer generelt er mildere (Jamieson 2006). Utbredelsen av solskarer avhenger sterkt av både helningsretning og helning. De er best utviklet og utbredt i brattere sørøst-vendte til nordvest-vendte skråninger, og tynnere i slakere og mindre sørvendt terreng (Jamieson 2006). Dette gjør både egenskapene og tilstedeværelsen svært variable i rommet, og de kan være helt fraværende i særlig bratte nordlige heng (Jamieson 2006).

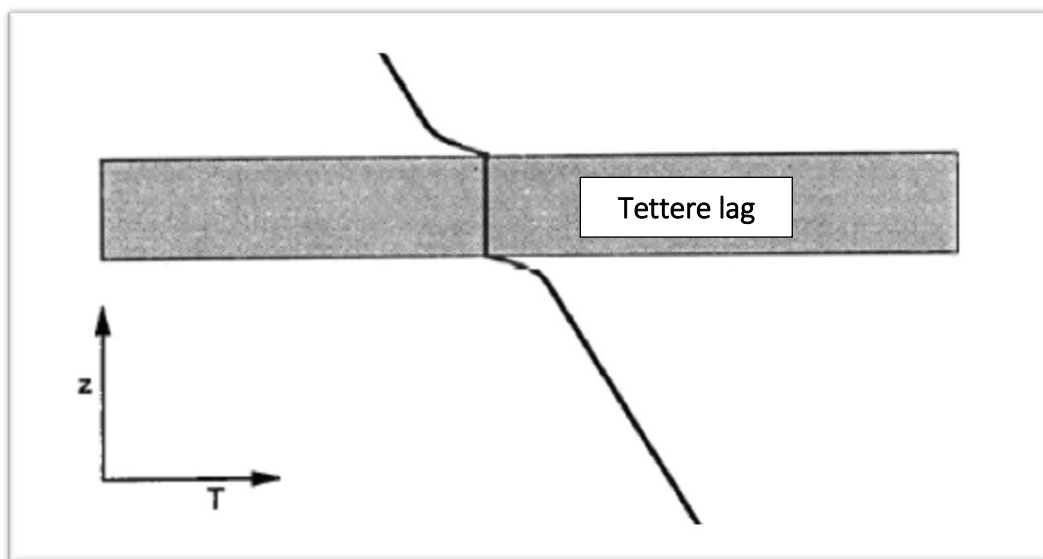
Evne til å absorbere solstråling øker generelt med tettheten til snøen (Curl et al. 1972) og kan bidra til å smelte snø under overflaten (Fukuzawa og Akitaya 1993). Ulik snø ved overflaten kan dermed også gi opphav til differensiell smelting av overflaten, der man kan ha solskaredannelse i mer vindpakket lag, men fravær der snøen er mindre pakket.

## Skarelags påvirkning på et tørt snødekke

Ved bruk av likninger for masse- og varmetransport på et stabilt termalt regime foreslår Colbeck (1991) i tillegg en høyere temperaturgradient i overgangen til det tettere laget. Som en følge av loven om konservering av energi får man en økt varmeffluks ved en redusert vanddampsfluks. viser kvalitativt hvordan denne er tenkt. En sublimering krever energi, og vil redusere en potensiell økt temperaturgradient som rett over skaren (Colbeck og Jamieson 2001), som Figur 3 illustrerer.

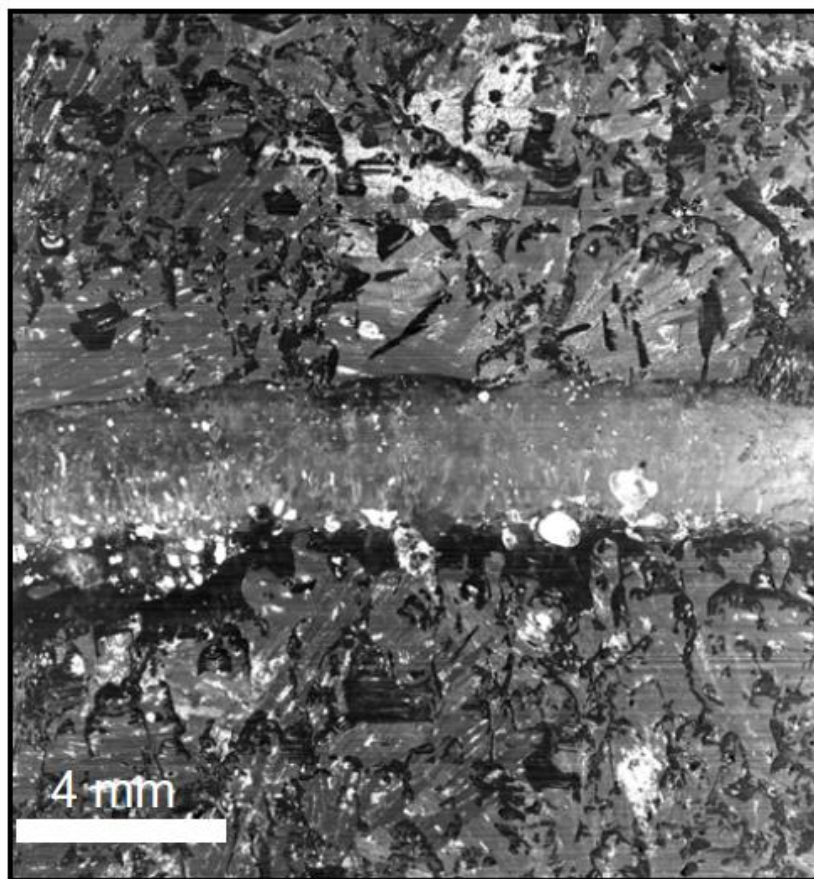
til 2-3 partikler fra overgangen. Observasjonene støtter opp om deposisjonen og sublimasjonen som (Colbeck 1991) beskrev henholdsvis under og over et slikt tettere lag.

Reduksjon i bindinger til overliggende lag på den kalde siden av islaget, kan representere en svakhet i snødekket. Da effekten observert her var svært lokal, kan det være vanskelig å registrere denne svakheten ved dagens feltmetoder (Greene 2007). En økt temperaturgradient i overgangen mellom skaren om omkringliggende lag ble imidlertid ikke observert, selv ved målinger hver cm rundt islaget. Det trenger ikke bety at effekten ikke var tilstede, men kan blant annet skyldes for liten sensitivitet og for grov oppløsning i temperaturmålingene (Greene 2007).



Figur 3: Kvalitativ illustrasjon av temperaturprofilen rundt et lag av høyere tetthet og lavere permeabilitet i en ellers homogen snødekket etter Colbeck (1991).

En tilstedeværelse av et skarelag nær overflaten, kan fremme effekten av døgnvariasjoner og skiftende retning på temperaturgradienten beskrevet i 0 (Greene og Johnson 2002). Et slikt retningsskift i temperaturgradienten kan gi utvikling av hulrom som et resultat av sublimering, eller fasettering fra deposisjon av vanndamp, både over og under islaget, avhengig av retningen på temperaturgradienten (Greene et al. 2006). Sublimeringen kan i tillegg avgi mer rom for at større fasetter kan vokse her (Greene 2007).



*Figur 4: Vertikal seksjon av islaget med oppbygging av fasetter under, og hulrom og lite bindinger over. Krystallene er svarte, islaget grått og skinnende mens hulrommene er grå. (Greene et al. 2006)*

## *Lavere temperaturgradienter*

En kantkornet vekst under skarelag selv ved lavere temperaturgradienter er lettere å forklare, som følge av den økte vanndampstettheten og vekstraten under et mindre permeabelt lag. Ved å følge utviklingen av flere skarer gjennom uker til måneder der temperaturgradientene var mindre enn 10 °C/10 cm observerte Jamieson (2006) en rounding av fasetter over skarelag samtidig som at lagene under forble angulære. Gradienten kan dermed ha vært tilstrekkelig for fasettering under (antagelig som følge av økt vanndampstrykk), mens den ikke var det over (Jamieson 2006). En sublimering og et potensielt redusert vanndampstrykk over skaren, gjør at en kantkornet vekst her ved lavere temperaturgradienter blir vanskeligere å forklare som et resultat av redusert permeabilitet og økt konduktivitet (Colbeck og Jamieson 2001).

Colbeck og Jamieson (2001) foreslår en synkron dannelselse av overliggende kantkorn og skarelag. Dersom et vått lag med tilstrekkelig fuktighet blir dekket av tørr snø mens det enda er vått, og overflaten er utsatt for en rask nedkjøling, vil frigitt latent varme kunne gi opphav til en tilstrekkelig temperaturgradient for dannelselse av fasetter over det tilfrysende skarelaget (Colbeck og Jamieson 2001; Jamieson 2006). Samtidig vil laget representerer en fuktkilde og de høyere temperaturene bidra til større vekstrater (Colbeck og Jamieson 2001). En slik rask vekst observerte blant annet (Jamieson og van Herwijnen 2002) og Fukuzawa og Akitaya (1993). Med gjentatte eksperimenter og simulerte overflatetemperaturer mellom -7 og -16 °C observerte (Jamieson og van Herwijnen 2002) fasetter som dominerende kornform etter 2 til 51 timer ved overgangen mellom et vått og tørt lag. De ulike resultatene skyldes antageligvis de store variasjonene i lagets fuktighet, samt tetthet og tykkelse av overliggende lag, men den raskeste veksten fant sted der det våte laget var tykkest (Jamieson og van Herwijnen 2002). Fukuzawa og Akitaya (1993) registrerte store temperaturgradienter på ca 140 ved et tynt (2 cm) lag av lavere tetthet over våt snø. De observerte en rask vekst av fasetter og begerkrystaller på opptil 1 mm i løpet av en natt, men ved lavere gradienter nær 10 °C/m forventes en langsommere vekst (Jamieson og Langevin 2004).

Opphavet til det våte laget med overliggende tørr snø kan være ulikt. Smeltet snø som følge av regn, mildvær eller solinnstråling, kan dekket av tørr snø ved synkende temperaturer og snøfall, eller snødrift og lokal avsetning (Jamieson 2004). Regn eller smelte kan også penetrere ulikt i tørr snø eller solstråling kan smelte snø noen cm ned i snødekket, som begge kan gi våte lag i ellers tørr snø (Colbeck og Jamieson 2001). Med gjentatte eksperimenter og simulerte overflatetemperaturer mellom -7 og -16 °C observerte Jamieson og van Herwijnen (2002) fasetter som dominerende kornform etter 2 til 51 timer ved overgangen mellom et vått og tørt lag. De ulike

resultatene skyldes antageligvis de store variasjonene i lagets fuktighet, samt tetthet og tykkelse av overliggende lag, men den raskeste veksten fant sted der det våte laget var tykkest (Jamieson og van Herwijnen 2002). Til tross for at lagene med smelte kan være tynne og fryse fort, er det mulig at det kan være tilstrekkelig til å starte vekst av fasetter (Colbeck og Jamieson 2001). Med sin motstand mot kompresjon, dårlige bindinger og dermed lavere varmeledningsevne (Adams og Brown 1983) kan det gi en selvforsterkende effekt og en ytterligere fasettering (Colbeck og Jamieson 2001; Jamieson 2006).

## Stabilitet i forbindelse med skarelag

Stor forskjell i kornstørrelse kan gi dårlig eller langsommere binding mellom skare og omkringliggende snø (Colbeck 2001) (kapittel 0). I følge Jamieson (2006) er det kantkornet snø over skare som er den vanligste årsaken til snøskred i forbindelse med skarelag. Det underliggende laget kan imidlertid ha en langsommere styrkeøkning enn det overliggende (Greene og Johnson 2002). Selv om man tidligere i snøskredsesongen hadde fått utløst skred i både under- og overliggende fasettert lag rundt skaren gjennom vinteren i nord Utah 2002, utviklet det underliggende laget seg til å bli det dominerende svake laget til å utløste snøskred utover sesongen (Greene og Johnson 2002). Et skarelag som gir etter for trykk kan antagelig også bidra til en flakdannelse i løsere lag som trolig ikke ville dannet flak selv (Moner et al. 2008). I tillegg til å representere ustabilitet kan skarelag også føre til et sterkere snødekke dersom det er tykt nok (Habermann et al. 2008). Dette ved å forhindre spenninger å nå svakere lag dypere i snødekket.

## Romlig variabilitet i skaredannelse og kantkornet vekst

Distribusjonen av skarelag vil være noe avhengig av tetthet og kornstørrelse før vannet fryser, Dette fordi vannet mest sannsynlig konsentres i lag med høyere kapilærhet og lavere permeabilitet, egenskaper som forbindes med høy tetthet og små kornstørrelser (Colbeck 1991). Lagdelingen kan også gi opphav til ujevn strøm av vann gjennom snøen på grunn av lagdeling (Colbeck 1991).

Tilstedeværelse av kantkornet vekst i tørr snø over smeltede lag varierer også i rommet. Skyldes det smeltede laget regn eller temperatur vil man kunne finne skarelaget og kantkornet vekst innenfor et begrenset høydenivå (Jamieson 2004). Dette skyldes at fryseprosessen skal kunne pågå lenge nok, samtidig som nysnø kan akkumulere over. Det må derfor være lavt nok i terrenget til at tilstrekkelig med fuktighet kan akkumulere, og høyt nok til at tørr nysnø kan falle over (Jamieson 2004). Ved solsmelte blir distribusjonen av dårlig bundet skare avhengig av

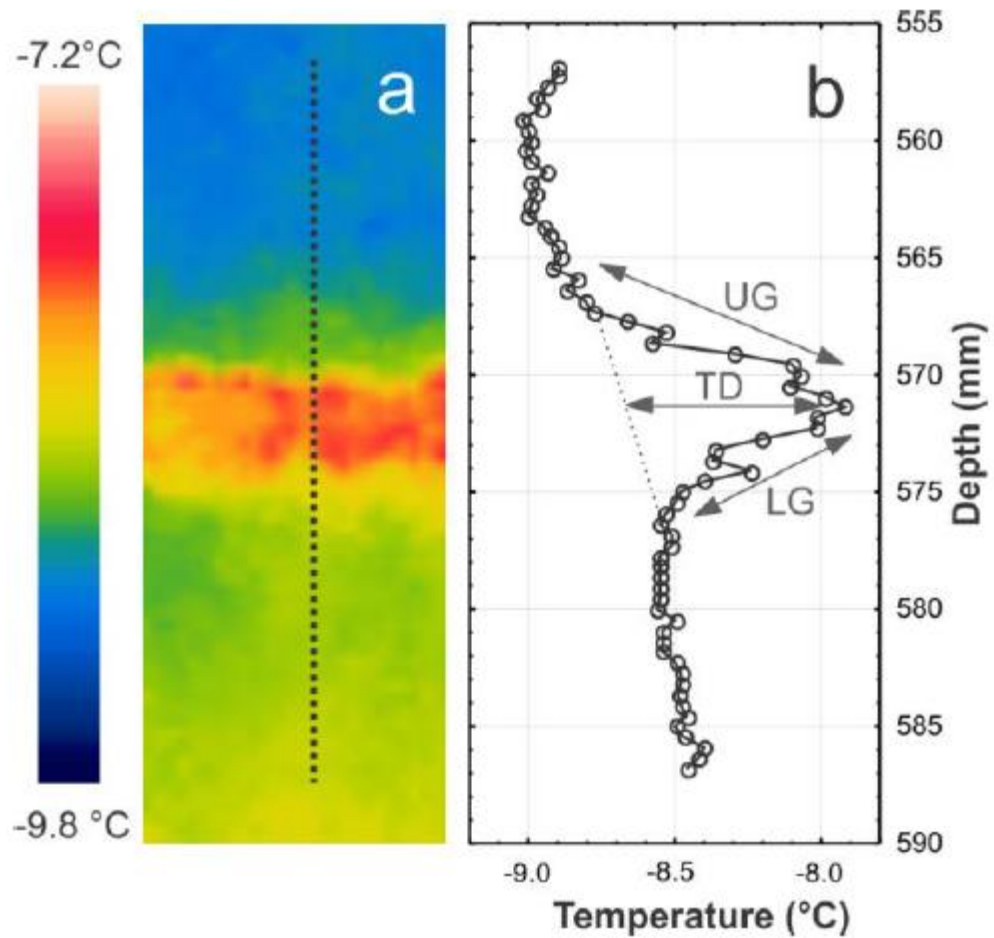
aspekt og helning både med tanke på smelte avsetningen av snø ved vind (Jamieson 2004). Der en bedre utvikling av fasetter og hardere skare kan skyldes mer smelte i de solfylte skråningene og tynt dekke av tørr snø over (Jamieson og Langevin 2004).

## Tidligere bruk av infrarødt kamera ved forskning på skarelag

Ved bruk av et infrarødt kamera (IR-kamera) viste Buhler et al. (2012) tilsynelatende gode resultater ved å kartlegge utviklingen av den lokal temperaturgradienten over og under skarelag. En solskare som fremsto mer permeabel hadde ingen betydelige temperaturgradienter i overgangen i starten av observasjonene. De registrerte imidlertid en opprinnelig høy temperaturgradient både over og under en tilsynelatende mindre permeabel regnskare (Figur 5), som avtok med tiden. De opprinnelig sterke temperaturgradientene knyttet de til avgitt eller opptatt latent varme ved deposisjon og sublimering henholdsvis under og over den mer permeable skaren (Colbeck 1991). Det kan stemme godt med fraværet av betydelige gradienter rundt den mer permeable solskaren. Buhler et al. (2012) nevner flere faktorer som påvirker temperaturgradienten rundt skarelag. Blant disse er overliggende snøhøyde, tetthetsforskjeller mellom skare og omkringliggende snø, permeabilitet til skaren, tidspunkt på dagen, snøoverflatetemperatur og hvor raskt disse endres.

Schirmer og Jamieson (2013) utgitt i høst viste imidlertid at bruk av IR-kamera egnet seg dårlig til å studere temperaturgradienter i snødekket, spesielt da temperaturforskjellen mellom snøen og luften var stor. Dette fordi blant annet snøtemperaturene umiddelbart tilpasset seg lufttemperaturene ved frigjøring av veggen. I tillegg viste de til utfordringen ved å få laget plane nok snøvegger for minst mulig strukturelle forstyrrelser, spesielt ved heterogeniteter som skarelag.





Figur 5: Venstre: et IR-bilde av regnskaren som (Buhler et al. 2012) observerte store opprinnelige temperaturgradienter i overgangen mellom skare og omkringliggende lag. Stiplet linje viser posisjon av temperaturprofilen (høyre). Høyre LG er gradienten rett under skaren, TD er temperaturforskjellen over og under, UG er temperaturgradienten rett over skaren. Dybden er vist i millimeter.

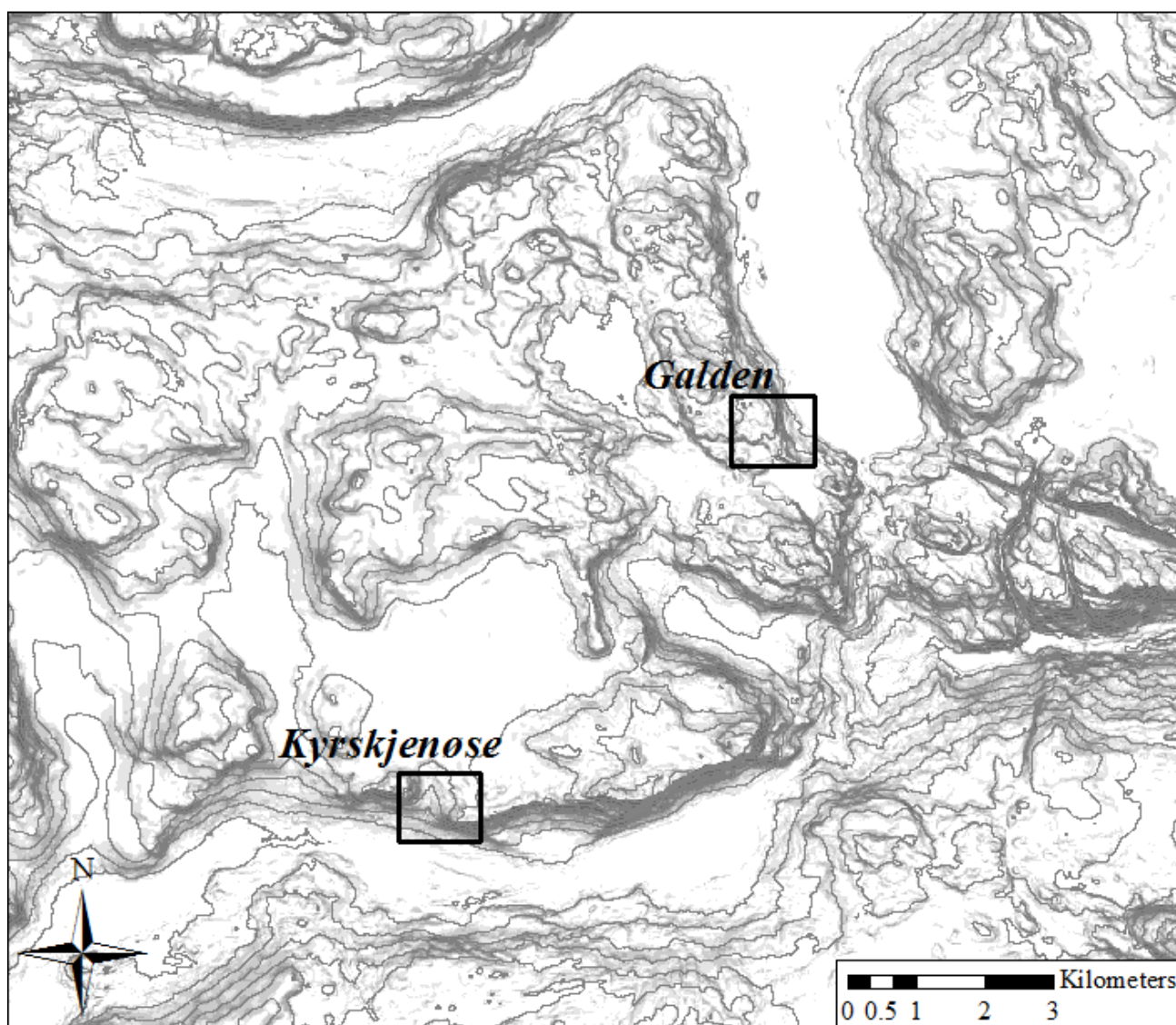


### 3. Studieområdet

Filefjell befinner seg i høyfjellspartiet mellom Valdres og Lærdal, sør for de vestlige deler av Jotunheimen og danner vannskillet mellom Valdres i øst og Sogn i vest (Thorsnæs og leksikon 2010; Glad 2013) (Figur 7). Området ligger på mellom 915 til 1814 moh (Thorsnæs og leksikon 2010) og tregrensen for bjørk ligger på 1250 moh (Glad 2013).

E-16 fra Oslo til Bergen krysser Filefjell med 1013 moh og NVE har en værstasjon ved 956 moh i nærheten av dette.

### Studieområdet



Figur 6: Oversikt over profilområdene ved Galden og Kyrskjenøset. Ekvidistanse: 50 m

### 3.1 Klima

Filefjell befinner seg ved vannskillet mellom det maritime klimaet i vest og det mer kontinentale klimaet i øst (Figur 7). Det er vær vestfra som bidrar til mesteparten av snøen i området og dermed også potensielle perioder med mildvær og skaredannelse (Stranden og Grønsten 2011). Dominerende vindretning er fra vest og øst, som preges noe av at dalen er orientert i denne retningen (Stranden og Grønsten 2011).

Generelt er det registrert et relativt tynt snødekke ved målestasjonen på rundt 0.5m, der dannelse av flere skarelag er vanlig gjennom sesongen (Müller, K, pers.com 2013). Normal årsmaksimums snødybde i området er beregna til å ligge mellom 150-200 cm og 200 – 400 cm for perioden 1970 til 2000, der de laveste verdiene er nede i dalen ved Kyrkjestølen og værstasjonen, mens det høyere intervallet gjelder områdene litt høyere opp der feltarbeidet i hovedsak har foregått.

Snøsesongen i området varer generelt fra slutten oktober til midten av mai (Stranden og Grønsten 2011). 1967 til 2007 hadde man i gjennomsnitt 320mm (snø-vann-ekvivalent (SWE)) på årsmaksimum. Lange temperaturserier av temperatur var ikke tilgjengelig, men november til mars 2009 – 2013 var gjennomsnittstemperaturene mellom -4.9 og -11.2 (Tabell 1).

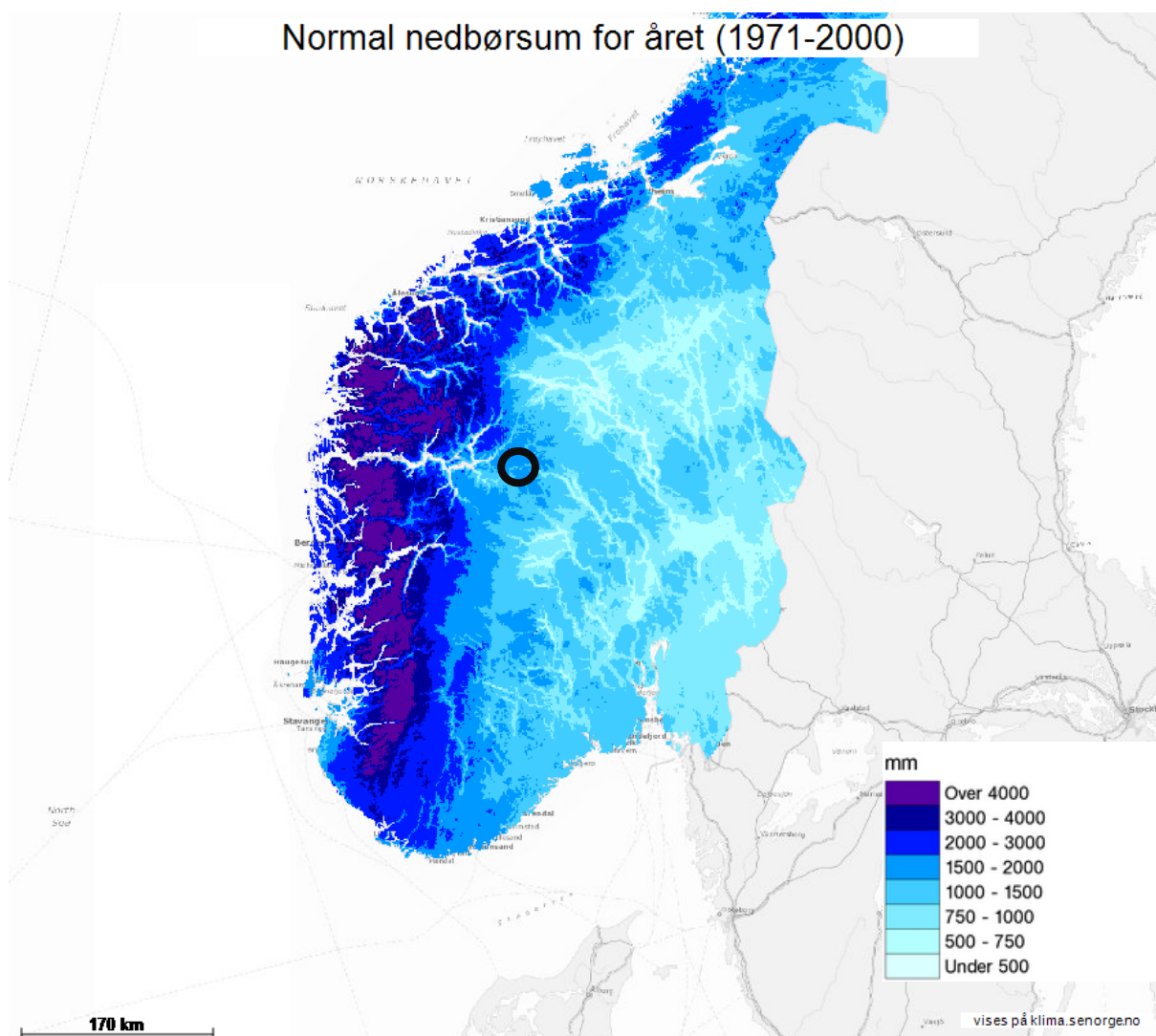
*Tabell 1: Lufttemperaturmålinger ved Kyrkjense 956 moh, vinteren 2009-2013 med målinger fra november til mars.*

Lufttemperatur °C	2009/2010*	2010/2011*	2011-2012**	2012-2013**
Gjennomsnitt	-11.1	-9.7	-4.9	-11.2
Maksimum	1.4	1.4	9.6	5.9
Minimum	-34.6	-30.8	-31.8	-32.3

*\* fra Stranden og Grønsten (2011).*

*\*\*Månedsverdier for Filefjell – Kyrkjense fra eklima.no*

Filefjell med sitt relativt tynne snødekke, kalde vintertemperaturer og sannsynlige tilstedeværelse av vedvarende svake lag, passer best under det kontinentale snøklimaet beskrevet av (McClung og Schaerer 2006) i . De mange skarelagene vitner imidlertid om en maritim innflytelse fra vest.



Figur 7: Normal nedbørsum for året (1971-2000). Sirkelen markerer posisjonen til studieområdet (Xgeo.no 2013).

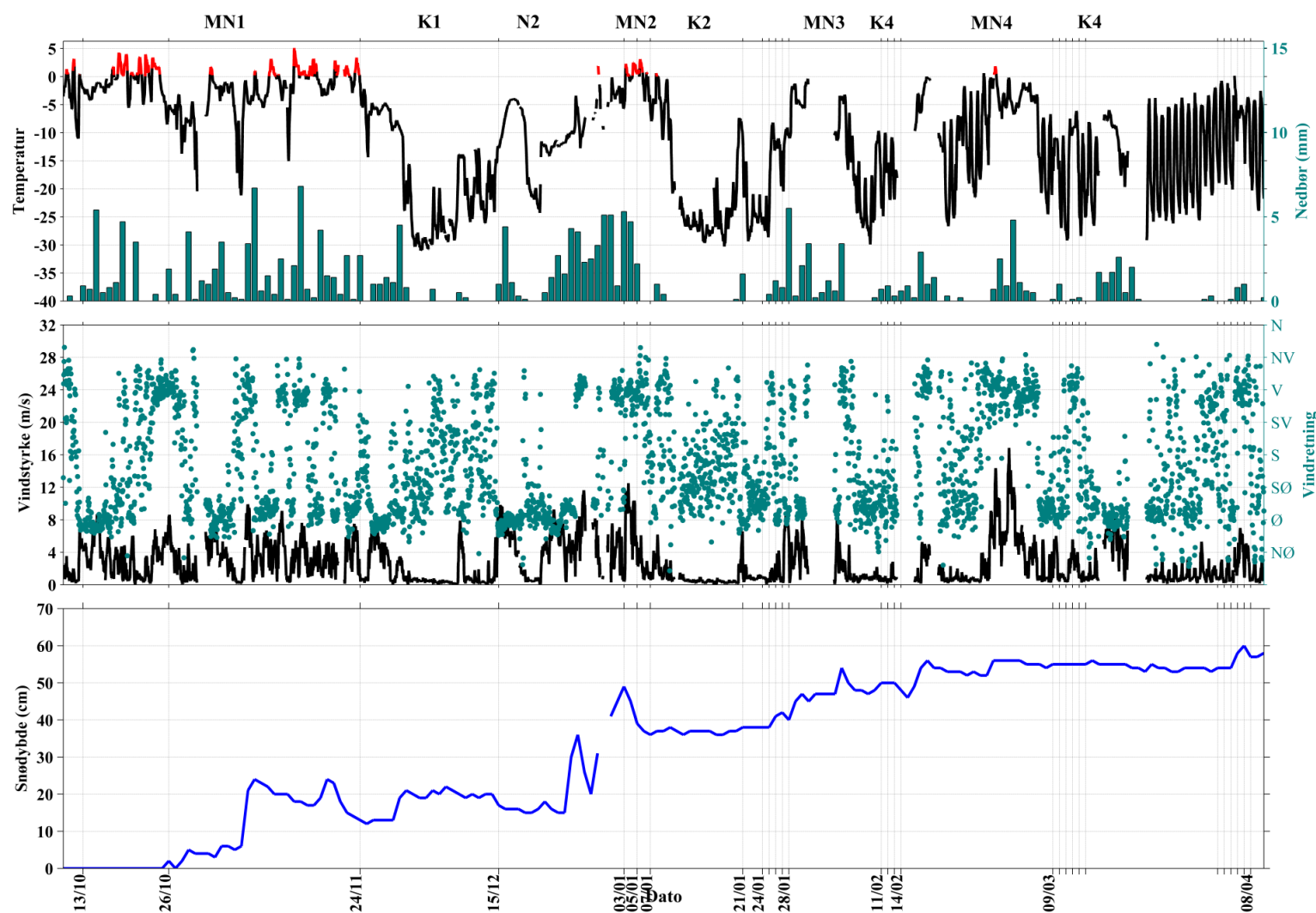
## 3.2 Meteorologien i regionen

Nå følger en beskrivelse av været i regionen mellom oktober 2012 og til feltarbeidets slutt 8.april 2013 (Figur 8). Lufttemperaturer omtales kun som temperaturer i dette avsnittet. Frekvensfordeling av vindretning sammen med vindstyrker i Figur 9 viser en dominerende vindretning fra vest gjennom vintersesongen, oktober 2012 til slutten av april 2013.

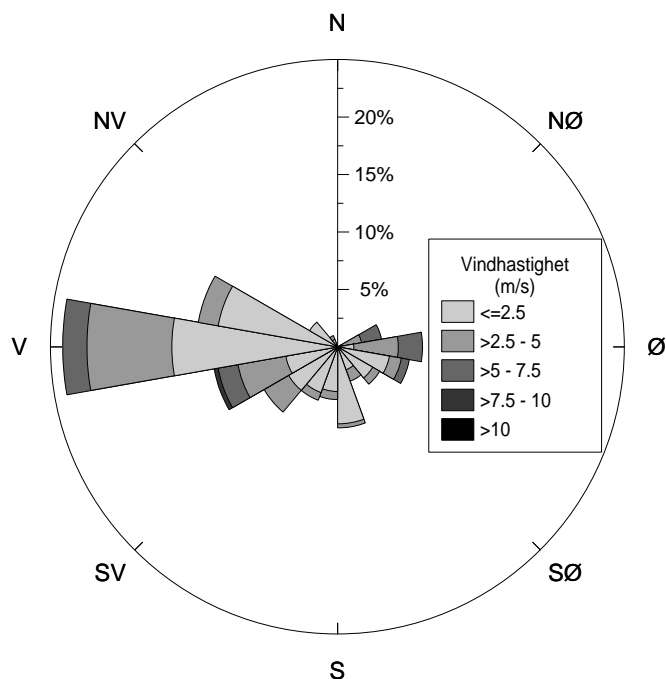
Vekslende mildvær- og nedbørsperioder og relativt relativt kalde perioder med lite nedbør ser ut til å ha preget vintersesongen 2012/2013 på Filefjell (se Figur 8). Den første snøen kom i slutten av oktober i en mildværsperiode med vekslende positive og negative temperaturer, nedbør og skiftende vind fra både vestlig og østlig retning. Denne kalles mildvær- og nedbørsperiode 1 (MN1) og varte frem til ca 25.november. Da sank temperaturene og det relativt tynne snødekket

på ca 20 cm ved værstasjonen, var utsatt for flere uker med temperaturer rundt -20 til -30 °C, kalt kuldeperiode 1 (K1) uten noen særlig nedbør frem til 15.desember. Da begynte temperaturene igjen å stige samtidig som en betydelig mengde snø falt og dekket det tynne og fasetterte dekket etter K1 i en periode kalt nedbørsperiode 2 (N2), med vind fra øst og vest, sterkeste vind å opptil 12 m/s vest, men dominerende fra øst på om lag 8 m/s. Det ble observert flere skred i denne perioden (Tabell 2). I starten av januar var det nok en mildværsperiode med betydelig nedbør, mildvær- og nedbørsperiode 2 (MN2) og temperaturer hovedsakelig over 0 fra 3.-7.januar med nedbør frem til 5.januar. Vinden var da hovedsakelig fra vest-nordvest. 9.januar fulgte kuldeperiode 2 (K2) med lite nedbør og et lett snøfall 21.januar før feltarbeidets oppstart 24.januar.

Temperaturene steg mot slutten av feltarbeidet og fra 28.januar hadde man om lag en uke med nedbør og mildere temperaturer nær 0 °C i en kortvarig mildvær- og nedbørsperiode (MN3). Denne ble etterfulgt av 1 til 2 uker med kalde temperaturer på mellom -10 til rundt -25 °C (K3), med stigende temperaturer mot slutten av feltarbeidet i februar (11.-14.februar) før to nye uker med varierende temperaturer på mellom -10 og -25 °C. Ved overgangen til mars kom nok en uke med mildvær og nedbør (MN4) kombinert med sterk vind fra vest med temperaturer rundt -5 °C og positive temperaturer en dag. Selv om maksimumstemperaturene i MN4 (jamfør Figur 21, a) var nær 0 °C og 1-2 °C over tre dager, var det betydelige døgnvariasjoner i store deler av denne perioden, med temperaturer ned mot -15 til -20 °C. Et stort skred som krysset Rv53 ved Tyinstølen ble utløst på et lag av kantkornet snø over skarelag 3.mars (Tabell 2). MN4 ble etterfulgt av nok en periode med kalde, men svært varierende temperaturer mellom -5 og -30°C (K4). disse bevarte døgnvariasjonene, men steg jevnt mot maksimumstemperaturer ved 0 °C midt i siste feltperiode, 5.april.



Figur 8: Temperatur-, nedbør-, vind- og snødybdemålinger fra værstasjonen på Kyrkjestølen 1.10.2012-10.4.2013. Temperatur og vind er i timesverdier (rådata fra NVE), nedbør og snødybde er døgnverdier (fra klima.no). De vekslende mildværs- og nedbørsperiodene, MN1, N2, MN2, MN3 og MN4, og kuldeperiodene, K1, K2, K3 og K4 er markert.



Figur 9: Vindrose fra oktober 2012 ut april 2013.  
Frekvensfordeling av vind fra de ulike himmelretningene.

## Snøoppbygging før feltarbeidets oppstart

Grovt har værutviklingen frem til oppstarten av feltarbeidet gitt opphav til en firedeling av snødekket ved de fleste punktene. Nederst er et sterkt fasettert lag av vekslende skarer og delvis sammenfrossete beger og fasetter tilstede ved alle punktene (heretter kalt den nedre skarelagspakken (NSLP)) fra MN1 og KP-1. Over dette et lag av stort sett kornstørrelse 0.5-1 mm av noe varierende hardhet fra N2, og nær overflaten et eller flere skarelag innenfor en avstand på 5-10 cm, fra MN2 som mot slutten av K2 hadde fått et tynt lag av nysnø på toppen.

## Snøregistreringer fra RegObs i regionen

I forbindelse med varslingstjeneste for snøskred på varsom.no, ble RegObs opprettet for registrering av snøobservasjoner fra både ansatte observatører og turfolk. Nå følger en oversikt over registreringer som ble gjort i området. Grensen for regionene i RegObs og varsom.no går ved E16 i dette området, så både observasjoner fra Hemsedalsfjella og Jotunheimen som gjelder studieområdet er blitt sett på. Disse er beskrevet i



Tabell 2. De fleste skredhendelsene er registrert i forbindelse med de ulike skiftene i værperioder. I tillegg er kantkornet snø både over og under skarelagene betydelige svake lag gjennom sesongen.

Tabell 2: Oversikt over registreringer i RegObs for området (RegObs.no 2012/2013).

26. desember	Vindtransportert snø fra vest. Harmløst skred i rimlag oppå skarelag.
30. desember	70x300 meter stort flakskred i østvendt heng.
1.januar 2013	Flere skred observert ved Tyinstølnøse (østvendt)
18.januar	Galden: Tre skarelag med lite snø over det øverste
28.januar	Skytende sprekker i vindtransportert snø
31.januar	Snøprofil og stabilitetstest i østlig heng (dårlig). Kantkornet snø over skarelag med hardt lag under.
31.januar	Observert flakskred i østvendt heng ved Tyinstølnøse
3.februar	Skiløper utløste flakskred i sørlig heng i kantkornet snø over skarelag
7.februar	Skørnsnøse: Kritisk lag av kantkornet snø under skarelag. Drønn og kollaps i begravet overflaterim. Observert skred der fokksnø har akkumulert
7.februar	Observert skred ved Tyinstølen. Trolig fra siste døgn.
15.februar	Skørnsnøse: Vindtransportert snø fra Ø-NØ. Kantkornet snø under svakt skarelag. Drønn i snødekket
16.-17. februar	Temperaturøkning og flere harmløse flakskred i sørvendt helning
21.februar	Skørnsnøse: Kantkornet snø over skare med vindpakket snø over utløst på 11 slag (ECT). Vestvendt
28.februar	Rask temperaturstigning og mye vindtransportert snø. Drønn og skytende sprekker under tregrense. Fuktig vindtransportert snø løste ut i testheng. Skred fra skavelavbrekk
1.mars	Kraftig vind fra nord-nordvest ved Tyin. Mye snøtransport.
3.mars	300x300 m flakskred i østvendt heng. Krysset Rv53 ved Tyinstølen. Utløst i kantkornet snø over skare.
7.mars	Tyinstølnøse, østvendt: Kritisk lag av kantkornet snø under skarelag. Lett sammenfrossete korn bidrar antagelig til litt stabilitet. Fokksnø over skare. 1326 moh.
14.mars	Horntind. Stabilitetstest: Brudd under skarelag i kantkornet snø. Ikke lag av kantkornet snø over skare her. 1128 moh.
21.mars	Skørnsnøse: Fokksnø over skarelag av varierende styrke og bæreevne med begerkrystaller og kantkornet snø under. Drønn og kollaps av lag under skare. Nord og nordvest-vendte heng. 1390 moh.
30.mars	Begravet overflaterim over skarelag. Begerkrystaller under.
11.april	Tyinstølnøse, østlig heng: Begravet overflaterim over skarelag. Kantkorn 2 mm under av hardhet 4F. 1320 moh

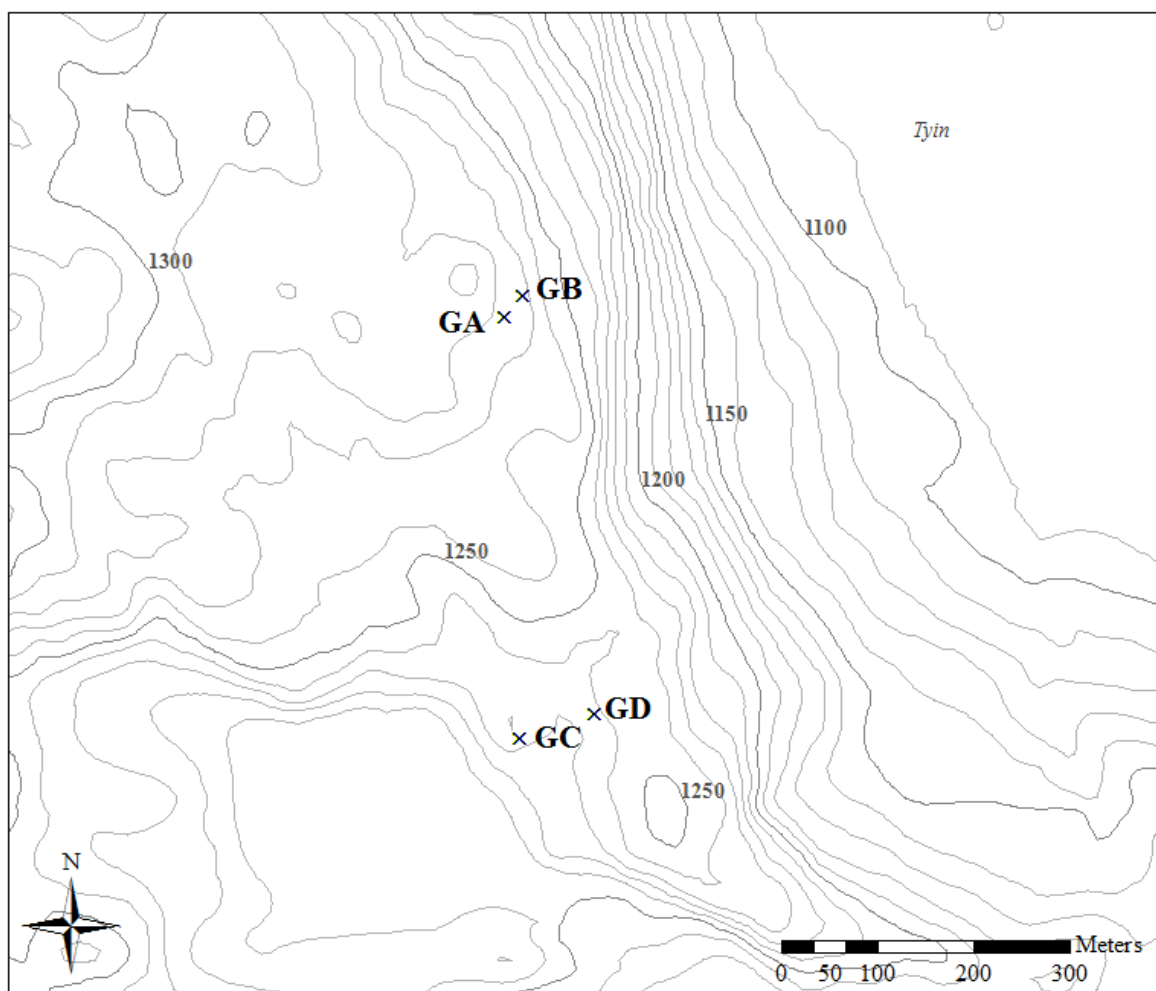
### 3.3 Beskrivelser av profilområdene

Her følger en beskrivelse av de ulike punktene som ble besøkt under feltarbeidet. Tabell 3 gir en oversikt over punktene.

#### *Galden*

Galden befinner seg nær overgangen til Jotunheimen, langs de sør-vestlige deler av innsjøen Tyin (Figur 6 og Figur 10) . Punkten Galden A (GA) og Galden B (GB) ligger langs ryggen nær de brattere skråningene ned mot Tyin. Galden C (GC) befinner seg nær toppen på en liten sør-sørøst-vendt kulle. Galden D (GD) ligger i en vestvendt skråning i le fra østlige vinder.

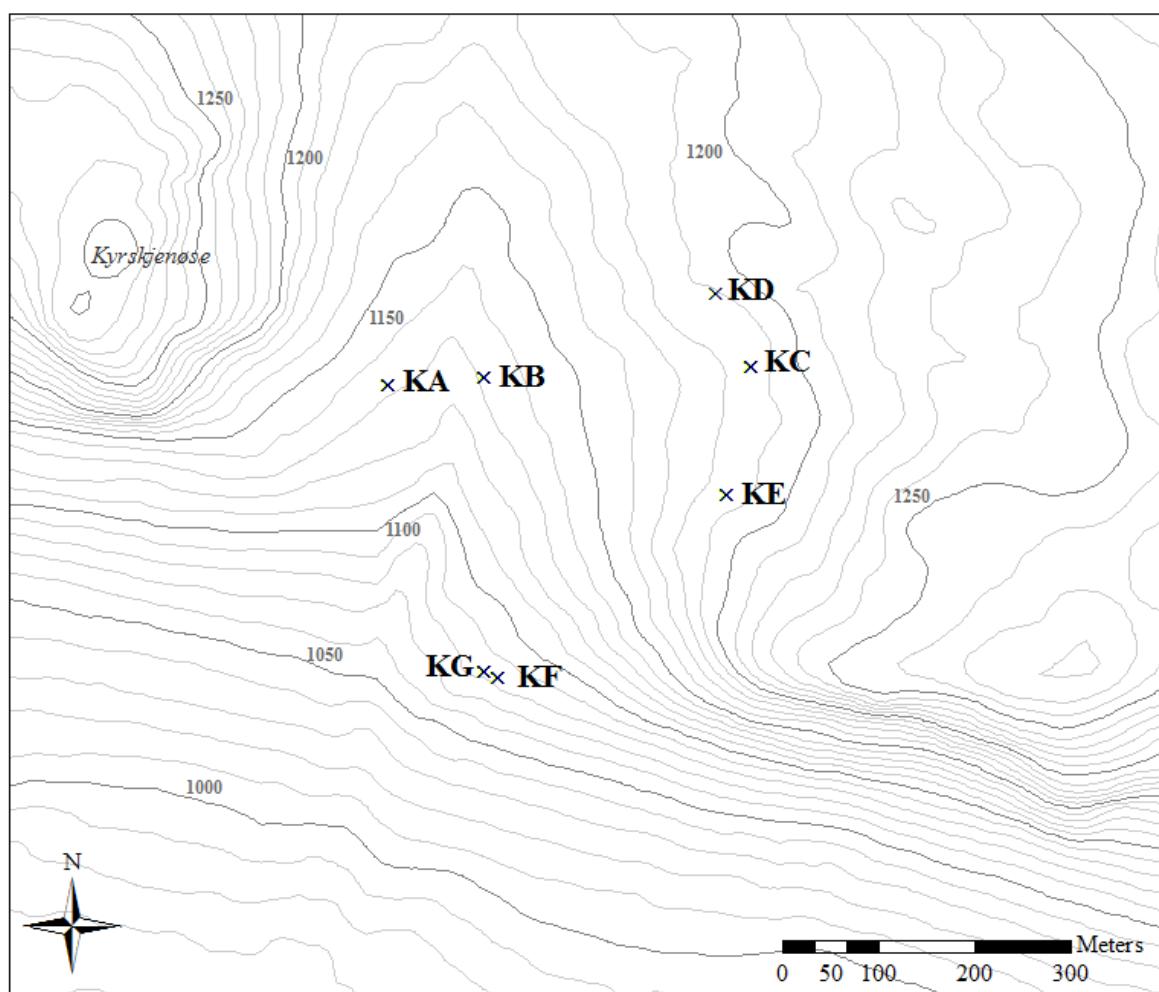
#### Galden



*Figur 10: Punktenes plassering ved Galden.*

Ved studieområdet Kyrkjenøse ligger punktene i en liten og relativt bred dal øst for selve fjellet Kyrkjenøset (Figur 6 og Figur 11). Kyrkjenøse A (KA) ligger nedenfor fjellet Kyrkjenøset i en slak sør-sørøstvendt skråning. Kyrkjenøse (KB) er plassert i en vestlig skråning ned mot bekken Kyrkjeskart. Kyrkjenøse C (KC) ligger i en nordvest-vendt skråning som del av en lokal depresjon i terrenget på om lag 100 meter. Kyrkjenøse E (KE) var del av en lengre skråning i nord-nordvestlig retning. Kyrkjenøse F (KF) og Kyrkjenøse G (KG) lå om lag 100 meter lavere enn de andre. KF ved en liten kolle som vendte mot øst og KG i en liten lokal skråning som vendte mot vest.

## Kyrskjenøse



Figur 11: Oversikt over punktene ved Kyrkjenøse. KD representerer et punkt med svært store romlige variasjoner, og ble ekskludert fra datasettet.

## Værstasjonen

Det ble gravd profiler i forbindelse med værstasjonen på rundt 955 moh også. Dette var et flatt område som var tydelig vindpåvirket, og med svært varierende antall skarelag til tider.

Tabell 3: Informasjon om de ulike profilpunktene: terrengegenskaper, tidsrom for besøk og \*generelt antall av individuelle skarelag i ØSLP. Der det var variasjoner i målingene eller tidspunkt er variasjonen angitt øverst ved «-», og medianen under.

Punkt-navn	Forkortelse		Moh	Aspekt [°N]	Helning [°]	Klokkeslett	Ind.Skarelag i ØSLP*
Galden A	GA	-	1282	135	12-16	9.30-13.30	1
		<i>Median</i>	-	-	14.5	10.1	1
Galden B	GB	-	1280	67.5	14-17	10.45-14	1
		<i>Median</i>	-	-	16.0	11.8	1
Galden C	GC	-	1243	157.5	14-18	12.-15	1-2
		<i>Median</i>			18.0	13.3	1
Galden D	GD	-	1247	270	10-22	10.15-15.20	2-4
		<i>Median</i>	-	-	14	13.8	3
Kyrkjenøse A	KA	-	1149	157.5	8-16	9.15-10.45	1 (3)
		<i>Median</i>	-	-	11	9.8	1
Kyrkjenøse B	KB	-	1140	247.5	10-18	10.45-13.30	2 (1)
		<i>Median</i>	-	-	12	11.3	2
Kyrkjenøse C	KC	-	1193	292.5	12-17	12.15-14.30	1-2
		<i>Median</i>	-	-	16	13	2
Kyrkjenøse E	KE	-	1190	337.5	12-16	13.45-15.15	1-3
		<i>Median</i>	-	-	12	14.5	3
Kyrkjenøse F	KF	-	1080	90	8-16	9.30-15	1-4
		<i>Median</i>	-	-	12	10.3	2
Kyrkjenøse G	KG	-	1080	270	16-19	10.20-15.45	2
		<i>Median</i>	-	-	18	12.1	2

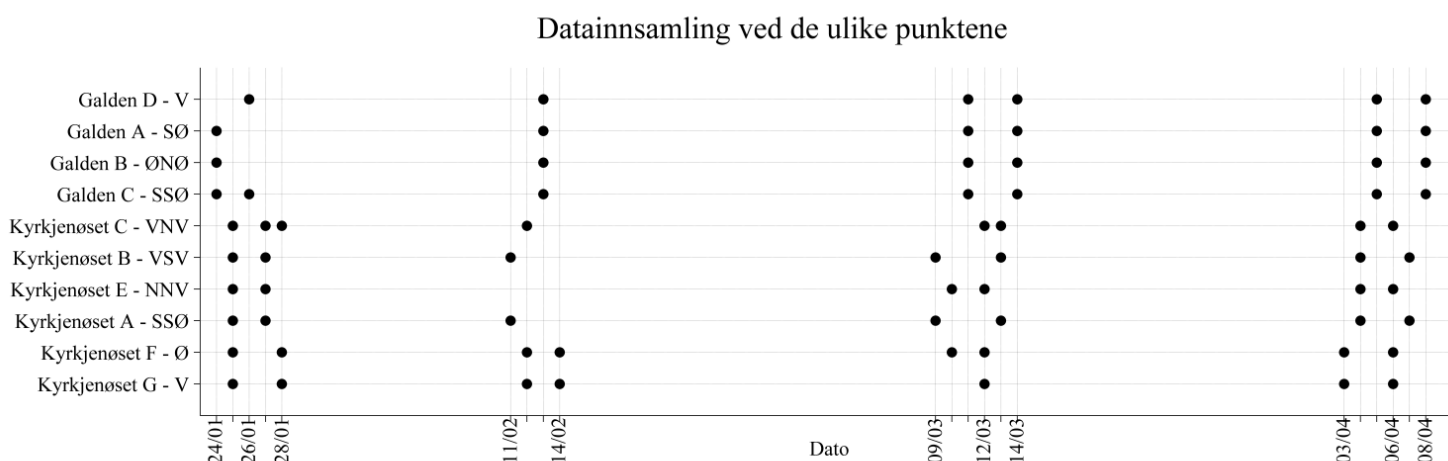
## 4. Metode

Målet med dette studiet er å undersøke hvordan lagene over og under skare utvikler seg gjennom sesongen, med fokus på lagene i de øvre delene av snødekket. Dette baseres hovedsakelig på undersøkelser ute i felt ved Filefjell. I et forsøk på å knytte disse endringene til meteorologien og terrenget har data fra feltarbeidet blitt sammenliknet med meteorologiske data fra de to værstasjonene til Meteorologisk Institutt og NVE ved Kyrkjestølane på Filefjell, samt ulike terrengparametre som helning, helningsretning og høyde over havet. Observasjoner av endringer i snødekket henger nøye sammen med sted og tid, da de påvirkes av svært mange komponenter både internt i snødekket og eksternt fra vær og vind, samt terrengforhold (jamfør kapittel 4). Dette gjør det vanskelig å knytte enkelte observasjoner til en viss type vær, eller terrengforhold. Ved å samle inn data fra ulike helningsretninger, og høyder over havet, er målet å se etter generelle trender som samlet kan beskrive utviklingen, hvilke likheter man har, og undersøke nærmere de punktene som avviker fra de generelle trender, i et forsøk til å forklare bakgrunnen for forskjellene her.

Av de ytre faktorene som påvirker snødekket er det valgt å se nærmere på de meteorologiske parametrene som temperatur, nedbør og vind, samt ulike aspekt for sammenlikning. På bakgrunn av dette ble det samlet inn data fra 5-7 punkter i to feltområder, Kyrkjenøse og Galden, som beskrives nærmere under punkt 4.1. De stratigrafiske egenskapene i snødekket det er valgt å se nærmere på er utviklingen av hardhet, kornstørrelse, kraftmålinger, temperaturgradienter, total snøhøyde og overliggende snøtykkelse.

## 4.1 Feltdata-innsamling

I perioden 24.januar til 8. april ble det samlet inn data fra 5-7 punkter, i hvert av de to feltområdene ved Kyrkjenøse og Galden (se Figur 13). Fire dager i februar, ellers 6 dager. En datainnsamling der alle punktene ble dekket tok omlag tre dager, to på det minste, tre maksimalt. Begge områdene ble dekket i løpet av tre dager, og sett bort i fra februar og to punkter ved Galden i januar, ble det samlet inn data i to omganger (Figur 12). NVE har en værstasjon ved Kyrkjestølen, og ved denne ble det gravd en profil stort sett hver dag i løpet av feltarbeidet. I tillegg til disse punktene ble det også gravd profiler ved et punkt nær KC. Disse viste store romlige variasjoner, og ble derfor ekskludert fra datasettet.



Figur 12: Frekvens av besøk til de ulike punktene i løpet av feltarbeidet, 23.januar til og med 8.april 2013.

#### 4.1.1 Valg av målepunkter

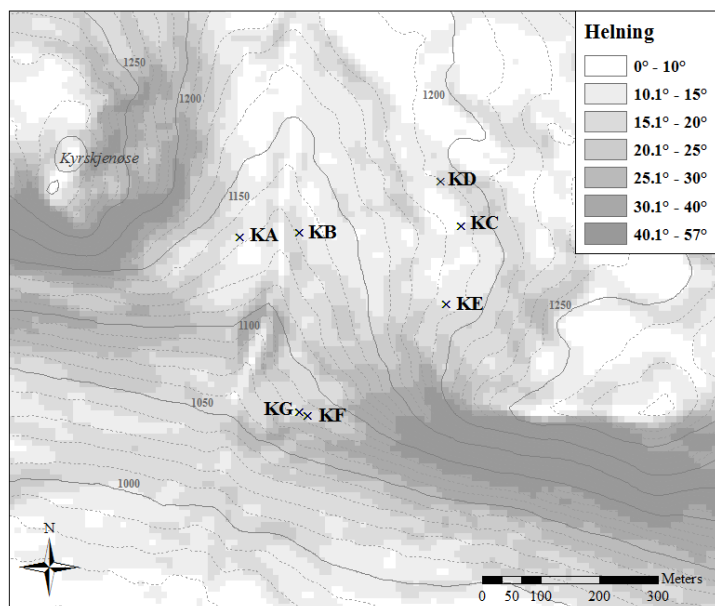
For å kunne se nærmere på effekten av aspekt, ble hvert av punktene i begge områdene valgt med utgangspunkt i at de best mulig skulle representere ulike helningsretninger. I tillegg var det ønskelig med et mest mulig homogent snødekke med minimal romlig variasjon over et relativt stort område for å muliggjøre graving av flere sammenliknbare profiler med om lag 1 meters mellomrom. Dermed kunne potensielle forstyrrelser fra tidligere profil-graving unngås. Det måtte i tillegg tas hensyn til sikkerheten for feltassisten og meg, derfor ble terreng brattere enn 25 grader unngått.

Buhler et al. (2012) har beskrevet ulike hensyn som må tas ved valg av undersøkelsessteder for å redusere den romlige variasjonen mest mulig. Endringer i helningsvinkel og –retning, kan gi opphav til store romlige variasjoner. En jevn skråning er derfor viktig (for en kontinuerlig skaredannelse og for å redusere romlige variasjoner mest mulig). I tillegg burde en unngå skygge fra trær og områder med utpregete lokale vindregimer, som kan påvirke strålingsbalansen og transporten av snø. Alle punktene befant seg i områder uten skygge fra trær.

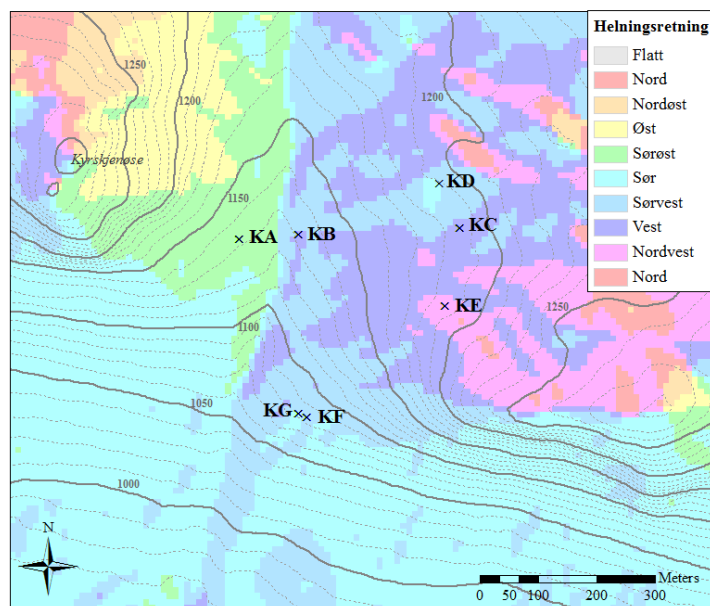
Da det ikke var mulig å velge ut målepunktene før snøen falt, måtte valget baseres på en jevn snøoverflate og tilsynelatende homogen helning og helningsretning ved feltarbeidets oppstart, vel vitende om at snøoverflaten ikke nødvendigvis tilsvarer topografien av underliggende terreng. Det ble ikke brukt søkestang for å undersøke om snøhøyden og dermed om terrenget ved de ulike punktene var noenlunde homogent. Grunnen til det var at det ikke var ønskelig å forstyrre underliggende snø ved å gå i områdene det senere skulle graves. Dette bød på en viss usikkerhet og noen problemer med romlige variasjoner ved et og samme undersøkelsessted. Dette har blant flere ting gitt opphav til noe usikkerhet, og ekskludering av data der stratigrafien skilte seg fra de mer generelle trekkene for punktet. I oppstarten av feltarbeidet var snødekket hovedsakelig mellom 70-100 cm høyt.



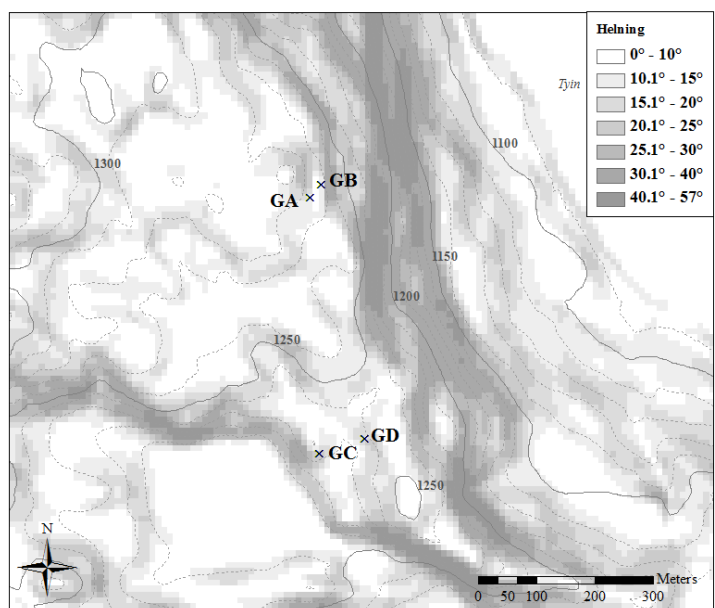
### Kyrskjenøse



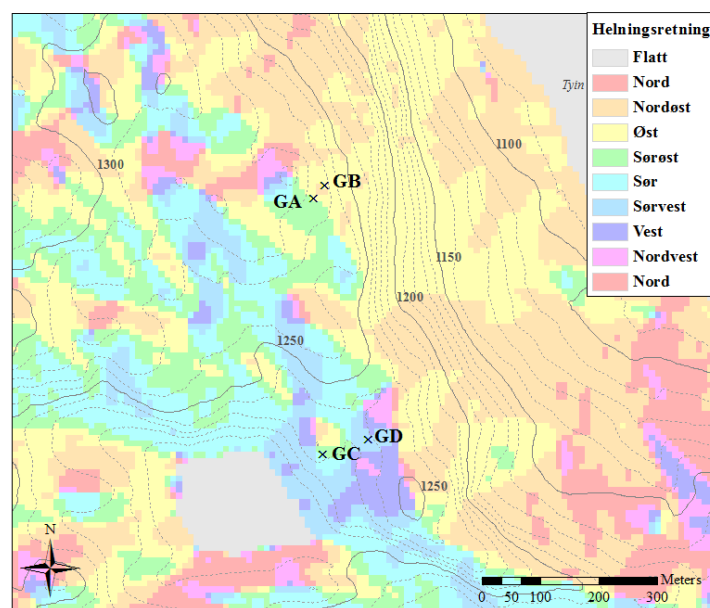
### Kyrskjenøse



### Galden



### Galden



Figur 13: Oversikt over plasseringen av punkter ved Kyrkjenøse (øverst) og Galden (nederst) med helningsvinkel (venstre) og helningsretningen (høyre) i bakgrunnen. Se tabell for nærmere informasjon. Merk at himmelretningene lokalt vil avvike noe, da disse himmelretningene baserer seg på en 10x10 m terrengmodell.

### 4.1.2 Snøprofiler

Ved hvert punkt ble det gravd en snøprofil, stort sett ned til bakkenivå. I de områdene der snøen etter hvert var dypere enn 1 meter ble det tidvis ikke gravd helt ned, da det var skarelagene som hovedsakelig befant seg i øverste meteren som ble fulgt gjennom sesongen. For hver profil ble de ulike lagene og deres egenskaper som håndhardhet, krystallform og – størrelse identifisert gjennom hele profilet, med størst fokus og nøyaktighet i området rundt skarelagene. De stedene det ble funnet mer enn tre lag med få cm mellomrom er disse angitt som en skarelagspakke, ØSLP, og stort sett gjort målinger over og under hele pakken der skarelaget ble klassifisert basert på egenskapene som dominerte.

Kornformen ble klassifisert etter internasjonal standard (Fierz et al. 2009) (Vedlegg) og sammen med kornstørrelsen bestemt ved bruk av en linse og rasterplate med gitter på 1, 3 og 5 mm. I tillegg ble temperaturer om lag 1.5 m meter over bakkenivå, ved snøoverflaten, samt rett over og under hvert skarelag registrert. En kraftmåler med påmontert sparkel ble benyttet til å registrere kraften som måtte til for å penetrere i overgangen mellom skare og omkringliggende snø, basert på "thin blade test" til (Borstad og McClung 2011). IR-bilder ble tatt i et forsøk på å fange lokale temperaturgradienter rundt skarelagene. Sett bort i fra målingene i januar, ble målingene hovedsakelig utført innenfor et tidsrom på 1-2 timer ved hvert punkt.

#### *Krystallform og -størrelse*

Når det gjelder overgangsformene avrundede fasetter eller fasetterte avrundede krystaller, kan det være svært vanskelig å avgjøre hvilke som er tilstede, spesielt når kornene er små (< 1 mm). De representerer uansett en overgangsfase, og er i denne settingen ikke avgjørende. Hvilke vær-situasjoner man har hatt i forkant kan imidlertid gi en indikasjon på hvilke av kornformene det er mest sannsynlige å ha. Det er lagt mer vekt på størrelsen til kornene, da det er forventet at større korn mest sannsynlig representerer en dårligere stabilitet enn de mindre (Colbeck 1997). Da små korn lettere pakkes sammen og får flere kontaktpunkter og potensielle bindinger.

#### *Hardhetsmålinger*

Snøhardhet defineres av (Fierz et al. 2009) som motstanden et objekt som penetreres inn i snøen møter. Denne motstanden skyldes en kombinasjon av både kornbindinger og strukturer som brytes og bendes, og en kompaksjon av løse korn og en friksjon mellom objektet og

snøen omkring (Borstad og McClung 2011). Den relative påvirkningen av de ulike variablene er ukjent (Borstad og McClung 2011), men når det gjelder styrken til snø er bindingene den kritiske (Shapiro et al. 1997) og dermed også den som er mest interessant relatert til stabilitet i snødekket. Snødekket eller individuelle lags respons på en økt last er hovedsakelig avhengig av mikrostruktur og bindinger, samt de geometriske karakteristikker til kornene (Shapiro et al. 1997). Tetthetsmålinger har ofte benyttet, da det gir en mer objektivt mål, men en mye dårligere korrelasjon til den faktiske styrken man ønsker å få et mål på (Shapiro et al. 1997)

### *Håndhardhet:*

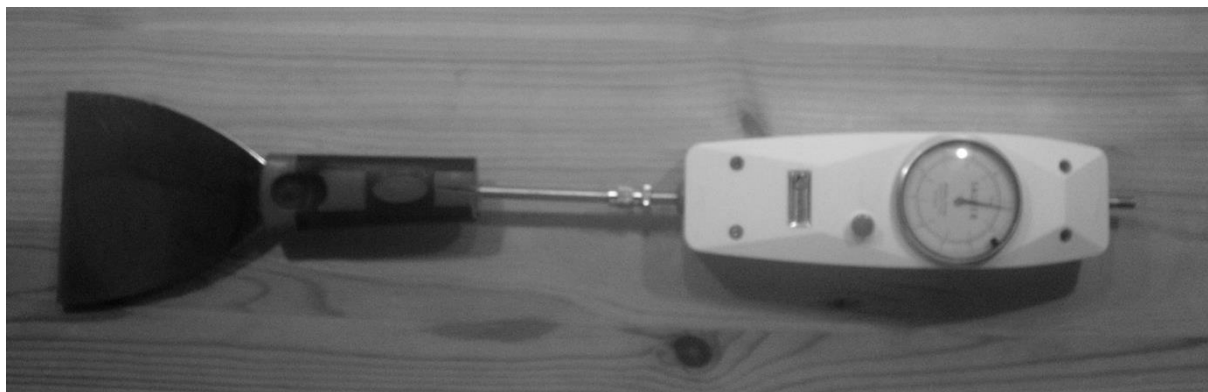
Hardhetsmålinger i snøskredforskning blir hovedsakelig utført ved håndhardhetstesten, som er enkel å ta i bruk, men mer subjektiv og unøyaktig ved svært tynne lag. Håndhardhetstesten ble utviklet av de Quervain (1950) i følge (Fierz et al. 2009). Den benytter objekter med minkende areal, en neve (1F), fire fingre (4F), en finger (1F), pen (P), kniv (K) og til slutt is (I). og konstant kraft på om lag 10-15 N (Fierz et al. 2009). Den butte enden til en pen ble benyttet i dette arbeidet, etter NVE sin standard.

### *Kraftmåler*

Borstad og McClung (2011) benyttet en kraftmåler med et påmontert sparkel i et forsøk på å få et mer objektivt mål av hardhet for styrken på bindingen mellom krystallene i et snølag. Det tynne bladet minimerer effekten av snøkompaksjon ved penetrering (både horisontalt og vertikalt), gir dermed et bedre mål av brytningene til bindingene (destruktiv metode) og kan sammenliknes mer direkte med styrken til snø. Resultatene deres gav en bedre korrelasjon mellom hardhetsindexen og tensil stryke fra labmålinger og kohesiv styrke fra felt, enn det håndhardhet og tetthetsmålinger gav. I deres arbeid var det en viss variasjon mellom kraftmålinger innenfor samme håndhardhet. Stort sett korresponderte kraftmålinger på under 5 N med håndhardheter under P-, der denne var lavere enn 4F- var alle kraftmålinger på 0 N. Der håndhardheten ble klassifisert som over P- var kraftmålingene generelt over 10 N.

Det var ønskelig å forsøke metoden til Borstad og McClung (2011) i overgangen mellom skaren og omkringliggende lag. I stedet for å få et mål på bindingene i selve laget, var målet å undersøke nærmere bindingene mellom skaren og lagene rundt. Et sparkel med tykkelse 1 mm og bredde 10 cm ble montert på en kraftmåler av typen Sauter FA 100 (Figur 14). Denne ble ført med en fast og rask bevegelse ca. 2 cm inn i overgangen mellom skarelaget og over- og underliggende snø, med en vinkel tilsvarende helningen på skaren. 3

målinger ble gjennomført både over og under skaren. Maksimumstrykk nødvendig for å presse inn et sparkel og dermed bryte bindingene ble registrert, maks 100 Newton (N), med 0.5 N oppløsning.



*Figur 14: Kraftmåleren med påmontert sparkel, 10 cm bredt.*

### *Temperaturmålinger*

Luft-, snøoverflatetemperatur og snøtemperatur over og under skarelagene ble målt i hvert profil. Temperaturmålingene i snødekket ble foretatt underveis, så fort skarelagene var identifisert. For å hindre oppvarming av termometeret fra sola, ble temperaturene på solskinnsdager målt i skyggen. Lufttemperatur ble målt i skyggen av målepersonen, med håndlengdes avstand fra kroppen og snøoverflatetemperaturen ble målt om lag 1-2 mm under snøoverflaten, i en midlertidig skygge. Snøtemperaturen ble i tillegg målt rett over og rett under ØSLP og temperaturgradienten fra bunnen til toppen av denne ble beregnet.

#### 4.1.3 Infrarødt kamera

Etter at profilregistreringer var gjennomført ble det tatt bilder av profilveggen med et infrarødt (IR) kamera av typen FLIR T600. Dette ble gjort i et forsøk på å fange temperaturgradienten i forbindelse med skarelaget og følge utviklingen gjennom sesongen slik Buhler et al. (2012) gjorde for begravet smelte-fryse-skare. I mangel på tid ble derfor temperaturmålinger foruten snøoverflatetemperaturer samt over og under skarelagene nedprioriterert. En snøsag ble benyttet til å kutte en jevnest mulig vegg ca 15 cm inn i snødekket fra den opprinnelige profilveggen. Skarelagene ble markert med krystallplaten i metall og bilder ble tatt med en avstand på 1 meter. Bildene ble tatt så fort som mulig etter at veggen var frigjort, hovedsakelig innen 1 minutt, for å minske effekten av temperaturlpasning i snødekket. Det optimale ville vært å tatt bildene til stort sett samme tid på dagen, for å hindre effekten av de

daglige temperaturvariasjonene. Sett bort i fra målingene i januar, ble målingene hovedsakelig utført innenfor et tidsrom på 1-2 timer ved hvert punkt.

## 4.2 Meteorologiske data

NVE har en målestasjon ved Kyrkjestølen 956 moh, rett nedenfor feltområdet ved Kyrkjønøse. Timesverdier av temperatur, vindhastighet og vindretning benyttet i dette arbeidet er rådata hentet fra denne stasjonen. Temperatur- og vindmålingene er på henholdsvis 3.3 og 4.5 m over bakken (Stranden og Grønsten 2011). De har ikke gjennomgått noen kvalitetssjekk og mangler dessverre noe data i perioder (Figur 8). I resultatdelen er det imidlertid benyttet noen døgnverdier av maksimums- og minimumstemperaturer fra Meteorologisk Institutt som en påminnelse på utviklingen (f.eks. Figur 21). Disse dataene har gått gjennom en kvalitetssjekk ved meteorologisk institutt og kvalifisert som litt usikre.

Værstasjonen befinner seg i en dal i vest-østlig retning, og vindmålingene kan preges litt av det (Stranden og Grønsten 2011). Registreringer ved forskningsstasjonen kan derfor variere noe fra de lokale vindregimene ved de ulike målepunktene.

### 4.2.1 Annen data

Terrengmodellen benyttet til illustrering av aspekt, helning og kart er en del av Statens Kartverk sine 10x10 m modeller over Norge. Disse er interpolert fra 20 x 20 m modell, og er dermed ikke like nøyaktig som oppløsningen skulle tilsi. Dette har liten betydning for denne oppgaven, da det stort sett er brukt for å illustrere de ulike aspektene og helningsretningene i forskningsområdene. Små terrengvariasjoner og ujevnheter som er tilstede i virkeligheten kommer imidlertid ikke med i terrengmodellene, og kartene over helning og helningsretning representerer derfor de dominerende trekkene innenfor et område på 20x20 meter. Helningsretningene benyttet i beregningene er dermed konsentrert om de som er registrert ute i felt.

## 5. Resultat

### 5.1 Snødekket generelt

Snødekket ved alle punktene representerer i større eller mindre grad firedelingen som er å forvente etter de ulike periodene med kulde, K1 og K2, nedbør og mildvær, MN1, N2 og MN2 (definert i Figur 8). Nederst fantest et sterkt fasettert lag av vekslende skarer og delvis sammenfrossete beger og fasetter, nedre skarelagspakke (NSLP) (se Figur 15). Over dette var et lag med kornstørrelser mellom 0.5-1 mm med håndhardhet 1F-P fra N2 i desember, kalt HN2. Mot toppen av snødekket var et eller flere tydelige skarelag tilstede ved alle punktene Øvre skarelagspakke (ØSLP). Der det var flere skarer nær overflaten lå disse nokså nære, innenfor en avstand på 2-10 cm, og hadde kantkornet snø mellom. ØSLP hadde mot slutten av K2 fått et tynt lag av snø (2-13 cm) på toppen. Figur 15 viser et eksempel på denne oppdelingen fra punktet Kyrkjensjø A. Nysnø sammen med værdatablene (Figur 8) tyder på at skarene som er tilstede nær overflaten i ØSLP er dannet i samme tidsrom, da mildværsperioden, MN2, var begrenset til noen få dager. Utviklingen kan dermed sammenliknes. Da det er varierende hvor mange skarer som har vært tilstede i ØSLP og målenøyaktigheten har variert noe ved tilstedeværelse av flere skarelag nær hverandre, blir sammenlikning av utvikling ved alle punktene begrenset til egenskapene i snøen langs toppen og bunnen av ØSLP, da målenøyaktigheten her har vært stort sett lik.

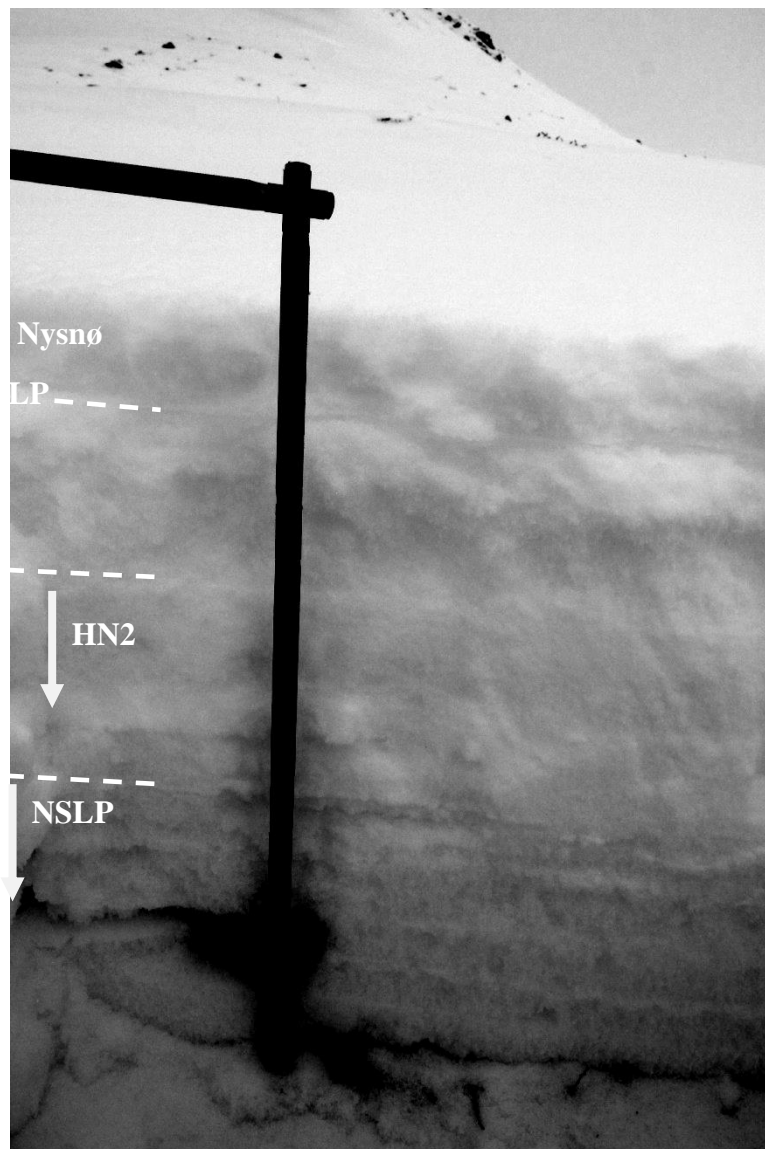
Tabell 4 viser egenskaper ved de ulike punktene det første besøket i januar. Total snødybde var stort sett mellom 80-100 cm, og noe mindre ved KB, KF, KG, GC og ved Filefjell værstasjon. Ved GD var ØSLP noe dypere begravet, 13 cm, enn ved resten av punktene. Ved KF var det hele 4 skarelag 10 cm fra snøoverflateen. Ved KG var det gjennom sesongen svært varierende tilstedeværelse av individuelle skarelag over nedre fasetterte skarelagspakke over større avstander (Vedlegg A) og det ble fokusert på de innenfor en avstand på 10 cm. Ved KB var det ved første besøk flere individuelle skare over NSLP, men her var det stor forskjell i stratigrafien med et lag av håndhardhet P mellom de to øvre skarelagene og de i større avstand (Vedlegg A).

## 5.2 Tilstedeværelse av kantkornet snø rundt skarelagene

Rett under ØSLP var det ved alle punktene et lag med fasetter på opptil 1 cm. I tillegg hadde dette laget ved de fleste punktene en noe lavere håndhardhet enn lagene under, men denne varierte mellom F til 1F. Fra Tabell 4 ser man at de stedene laget under ØSLP var hardest ved de punktene med størst total snøhøyde på 96 til 100 cm og blant de skarene som hadde mest overliggende snø med 10-13 cm. GA og KE hadde i tillegg også avrundete fasetter, og ved KE kun kornstørrelser på 0.5 mm. Ved GD var laget under ØSLP hardere enn underliggende lag med en hardhet P.

Punktene ved Galden hadde alle fasetter over skarene ved første besøk, men ved GD var denne fasetteringen mindre utpreget og overliggende snøtykkelse større. Første besøk her var imidlertid to dager senere enn ved de tre andre i området og det er uvisst om denne fasetteringen hadde vært tilstede ved samme tid som ved de andre punktene.

Ved Kyrkjønøse er det kun ved KA og KE det er dannet fasetter over ØSLP ved første besøk. Ved andre besøk i januar har imidlertid alle punktene, utenom ved KF og KG fått utviklet fasetter i laget over ØSLP. Et lag av fasetterte krystaller over det øverste skarelaget ble ved de sistnevnte og lavereliggende punktene ikke observert før i mars. Ved forskningsstasjonen som ligger om lag 100 meter lavere enn KF og KG ble det imidlertid observert fasetter som primærkrystaller over skarelaget allerede 28. januar.



*Figur 15: Snødekket ved Kyrkjenøset A 25. januar. ØSLP er angitt ved den øvre hvite linjen, med nysnø øverst over et tynt lag fasetter nær ØSLP som var tilstede her, KE og ved Galden. Den midterste linjen angir overgangen til noe hardere snø fra N2, HN2. Nederst finner man NSLP, med vekslende lag av fasetterte skarer og delvis sammenfrossete begerkrystaller og fasetter, som var tilstede ved alle punktene gjennom hele feltperioden. Kontrastene er økt for å få frem lagdelingen bedre. Tommestokk som skala.*



Tabell 4: Oversikt over snøegenskapene i snødekket ved det første besøket de ulike punktene, med fokus på de øvre skarelagene. Skarene som det fokuseres på ligger stort sett innenfor en avstand på 10 cm fra snøoverflaten. Der det var flere enn en skare lå disse innenfor en avstand på opptil 7 cm. Primær kornform vises til venstre. Tg står for temperaturgradienten fra toppen av ØSLP til snøoverflaten (positiv retning oppover). Fst representerer området ved værstasjonen, Kyrkjestølen

ID	Dato	Total snøhøyde (cm)	Snø over skare(r) (cm) *	Nysnø-høyde (cm)	Tg fra ØSLP-topp til overflate	Antall skarer ****	Ind. skarer i ØSLP**	Korn-form skare *	Tykkelse skare(r) (cm) *	Hardhet skare(r)*	Over øverste skare				Under skare **			
											Tykkelse lag (cm)	Korn-form	Kornstr (mm)	Hardhet	Tykkelse lag (cm)	Korn-form	Kornstr (mm)	Hardhet
GA SØ	24.1.	100	10	5	0	1	1		1	K	4	⊖	1	4F	9	⊖	1	1F
GB Øn	24.1.	96	7	7	30.7	1	1		1	P	0.1	□	1	F	4	□	1	1F
GC SsØ	24.1.	53	2, 4	-	50.0	2	2		1	K	2	□	1	F	10	□	2.0 - 3	4F
GD V	26.1.	100	13, 21	9	-6.9	2	2		0.5	P, K	4	∕ □	1.0 - 2	4F	3	□	1	P
KA SsØ	25.1.	79	6	4	-21.7	1	1	■	0.5	K	2	□	1	4F	0.5	□	1	4F
KB Vs	25.1.	72	6, 10, 22	6	-16.7	3	2		2, 0.1	K	6	*	1.0 - 2	F	1.5	□	1	F
KC Vn	25.1.	93	6, 10	6	-123.3	2	2		2, 0.2	K	6	* ∕	0.5 - 2	F	4	□	1	F
KE Nn	25.1.	98	10	5	-29.0	1	1		1	K	3	□	1	4F	2	⊖	0.5	1F
KF Ø	25.1.	68	5***, 10	5	-4.0	5	4		3***	P	5	* ∕	0.5 - 2	F	2	□	1.5	4F
KG V	25.1.	60	5, 9, 16	5	-20.0	3	2		1, 0.1, 6	P, K, K	5	* ∕	0.5 - 3	F	4	□	1	F
Fst	28.1.	58	8	6		1	1		2	K	2	□ ∕	0.5 - 1	F	4	□	1	F

\* Øverst til nederst hvis flere skarer og ulik kornform, tykkelse eller hardhet

\*\* Øvre skarelagspakke: individuelle skarer innenfor en avtand på 10 cm angitt som en pakke

\*\*\* 3 lag sammen øverst, tykkelse = sum av disse 3 lagene

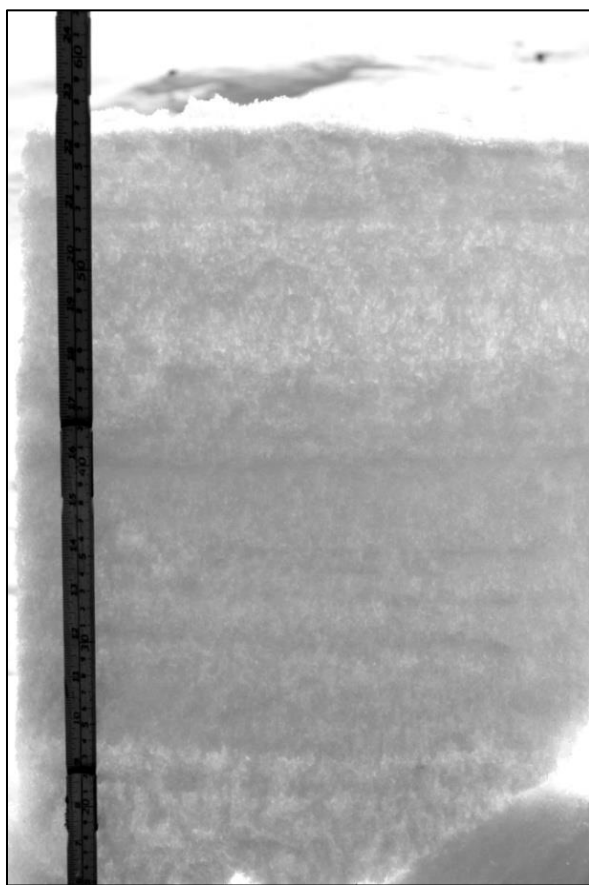
\*\*\*\* Over NSLP

## 5.3 Temporal utvikling

Den generelle utviklingene i snødekket og rundt ØSLP blir nå beskrevet. Videre blir punktene KA, KE, GA og GD sett nærmere på i detalj. Disse er valgt ut da de viste en form for utvikling som kunne spores gjennom sesongen til tross for romlige variasjoner, og er eksempler på noen interessante funn som ble gjort i dette arbeidet.

### Utvikling av snødekket

På grunn av noe varierende målenøyaktighet og antagelig romlige variasjoner, kan det være vanskelig å si noe generelt om utviklingen i snødekket utenom rundt ØSLP. Det ser ut som at kornstørrelsene i HN2 generelt øker noe fra 0.5 til 1 eller 1.5mm, samtidig som det blir mer kantkornet snø/avrundet kantkornet, men hardheten varierer generelt fra besøk til besøk (veksler stort sett mellom 1F og P) og ut i fra dataen kan man ikke si om snøen blir betydelig mykere (eksempel Figur 27).

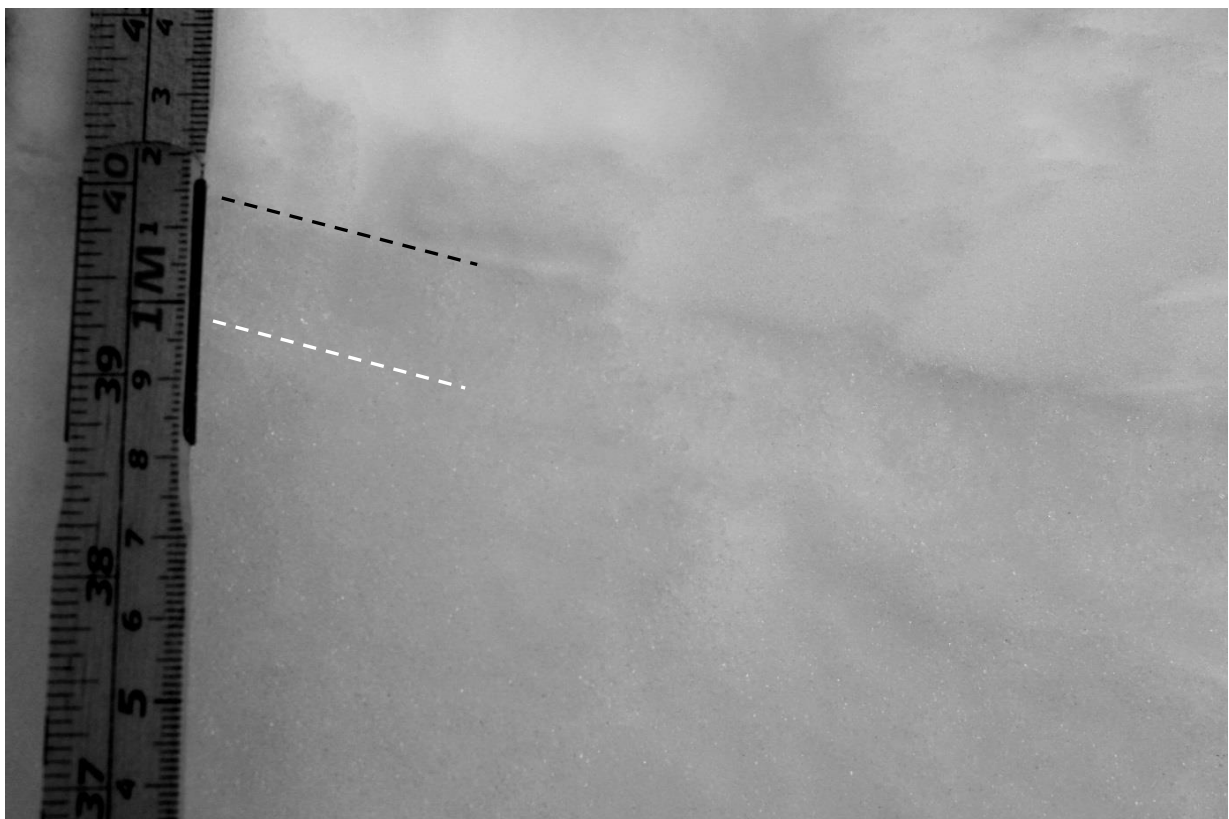


Figur 16: Sterkt fasettert snødekke ved GC.

NSLP var tilstede og stort sett lett gjenkjennelig fra overliggende lag gjennom hele sesongen, med økende kornstørrelser. GC hadde fasetter helt opp til toppen av snødekket allerede i januar, 2-3mm store under ØSLP. Dette punktet hadde den laveste snøhøyden, stort sett i underkant av 50 cm, med lite pålagring gjennom sesongen, og hadde et porøst snødekke av lenkede begerkrystaller og fasetter på opptil 5mm (Figur 16). GD hadde også et sterkt fasettert snødekke med håndhardhet på 4F og kornstørrelser opptil 3 mm helt opp til skarelagene i mars (Figur 25). Etter uværet, MN4 i overgangen mellom februar og mars, var det avsatt svært harde og stedvis tykke lag av vindpakket snø, kalt stormlaget.

### *Dannelse av nye skarelag*

Allerede i januar så man påbegynt dannelse av solskare der snøen var vindpakket, men bortsett fra ved GB ble det observert lite dannelse av nye skarelag ved profilpunktene. Ved de fleste punktene ble det imidlertid observert en delvis smelting og refrysing langs toppen av det vindpakkete laget fra uværet MN4. I April var det et ca 1 mm tykt lag av noe hardere snø, antagelig vindskare, ved overflaten eller noen cm under et tynt lag med snø de fleste stedene. Denne dannet det seg fasetter under. Ved GB observertes et tynt islag på ca 1 mm, over skarelaget i mars (Figur 17). Av profil fra februar (Vedlegg A) befinner et tynt litt hardere lag, antagelig en vindskare, seg i ca lik avstand med begravet overflaterim over.



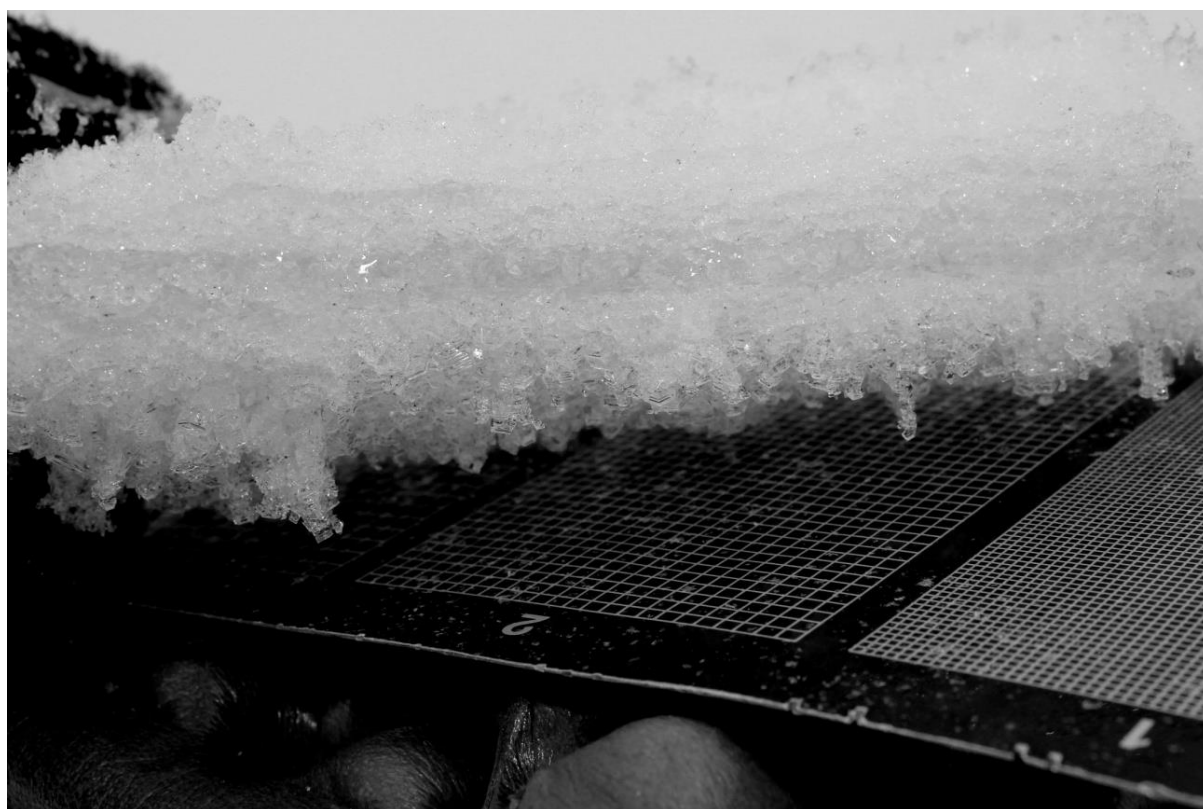
*Figur 17: Tynt islag (sort linje) er dannet ved 102 cm, 2 cm fra skaren (hvit linje) ved 100 cm, GB. 11.03, 12.28.*

### *Utvikling av skarelag og snøegenskaper rundt skare*

Skarene ble generelt skjørere og fikk dannet lenker av kantkorn og begerkrystaller påfrosset under de fleste punktene i februar (Figur 18). Denne lenkingen forble intakt gjennom resten av feltperioden, og etter hvert også utpreget i overliggende lag. Hardheten til skarelagene kunne være varierende gjennom profilet, avhengig av tilstedeværelse av islag. I tillegg så det

ut til at punktene med kun en skare der et islag var tilstede ikke så ut til å bli så mye skjørere utover sesongen. GA og KA (Figur 23, Figur 29) er gode eksempler på liten endring i skarehardheten. Der det var flere skarer kunne imidlertid flere av disse være skjøre.

Ved GA og GB hadde underliggende lag en håndhardhet fra P-K fra og med mars. KF og KG fikk ikke betydelig lag av kantkorn over ØSLP før i mars. Ellers var et mykere lag av kantkorn tilstede rundt skarene gjennom hele sesongen. Figur 19 viser et eksempel fra KE i april, der krystallene er lenket både over og under.



*Figur 18: Lenker av kantkornet snø/små begerkrystaller under et 1-2 cm tykt islag ved værstasjonen på Filefjell 14.02.2013. En slik fasettering og lenking under skarelagene ble observert ved stort sett alle punktene, fra og med februar og ut feltperioden, med avtagende styrke av skarelaget de fleste steder.*

### *Kornform*

Utover i sesongen var det hovedsakelig en lenking av kantkorn, eller overgangsform mellom kantkorn og rundede krystaller. Ved KG og KF ble det ikke observert fasetter før i mars.



*Figur 19: De tre skarene ved Kyrkjehøse E 04.04.2013 (vist i Figur 27, f). Hvit stiplet linje viser høyden til skarelagene. Den sorte linjen representerer skillet mellom de større fasettene omkring ØSLP og mindre kornstørrelser, men fortsatt lav håndhardhet. De to nederste skarene er 5 mm og adskilt med 1 cm av fasetter. Skarene er omgitt av 2-3 cm med lenker av begerkrystaller med størrelse 2-4mm under og 2-3 mm over og imellom. Skarene er fasettert og skjøre og har fått håndhardhet P.*

### *Hardhet og kornstørrelser*

Tabell 5 viser en kort oppsummering av utviklingen til maksimal kornstørrelse og håndhardhet ved alle punktene gjennom feltperioden. Minner om de punktene som ikke hadde fått utviklet fasetter ved første besøk og der ØSLP var dekket av nysnø (se Tabell 4). Derfor kan de vise kornstørrelser på opptil 3mm over ØSLP i januar. Det ser ikke ut til å ha vært noen utpregete likhetstrekk i utvikling mellom de punktene innenfor et hovedsakelig nordlig aspekt og et hovedsakelig sørlig aspekt, som skilte de to gruppene fra hverandre. De plassene det skjer noen særlig under ØSLP er det en økning i kornstørrelse hovedsakelig mellom februar og mars, mens håndhardheten hovedsakelig holdt seg på rundt 4F gjennom feltperioden (utenom ved GA, GB og KC der hardheten økte til K og P i mars og kornstørrelsene heller ikke endret seg noe særlig). GD var det eneste punktet man kunne se en tydelig reduisering i hardheten under ØSLP, fra P til 4F, samtidig som kornstørrelsene økte fra 1-3mm. Over ØSLP var det hovedsakelig en økning i kornstørrelser fra februar til april, og en

økning i hardhet mellom januar og februar, stort sett fra F til 4F, og 1F ved GA, GB og KF, med lite endring etter dette. KG viste ikke noe betydelig utviklet lag av fasetter før 12.mars. Da var det antydninger til noen små avrundede fasetter men med en minimal hardhetsforskjell fra overliggende lag (P- i stedet for P) (Vedlegg A). Her viste overliggende lag en generell økning fra F til P- i mars (da de første kantkornene ble observert).

*Tabell 5: Oppsummering av utviklingen til håndhardhet og kornstørrelse over og under ØSLP. Det er kun endringer som er markert, det vil si at det er stort sett stabilt før og etter endring. Målinger som skiller seg ut fra "normalen" er vist i parantes. \*)Plasser der målingene varierer mellom oppgitt mål fra besøk til besøk.*

Punkt	Utvikling over ØSLP		Utvikling under ØSLP		Kommentar
	Hardhet	Kornstørrelse	Hardhet	Kornstørrelse	
KF Ø	Økende jan-feb, F- 1F (12.3. 4F)	Økende feb-april, 0.5 til 2mm *	4F - 1F * (28.1: K-)	Økende feb-mars, 1 til 2mm	Ikke kantkornet over før i mars
GB Ønø	Økende jan- feb, F- 1F	Økende jan-april, 1 til 2mm, *	Økende jan-feb, 1F - P	1mm	Et tynt islag over ØSL i mars.
KE Nnv	Rundt 4F (F 27.1 og 12.2)	Økende feb-april, 1 til 3mm (6.4:2mm)	Rundt 4F (1F 25.1)	Økende feb-mars, 1 til 2mm (4.4: 4mm)	
KC Vnv	Økende jan-april, F-1F *	1-1.5mm, feb-april (varierer) (jan:varierer 0.5-3)	Økende jan-mars, F - P (1F april)	1mm (1.5mm i feb, 2mm 6.4)	
GD V	4F (F i mars)	1mm (mars: 0.5mm)	Avtagende jan-april , P- 4F	Økende feb-mars, 1 til 3mm	Kun nysnø over i mars
KG V	Økende jan-mars, F til P- (1F april).	Økende feb-mars, 0.5 til 1mm	Mellom F-4F (1F i mars)	1mm (2mm 28.1)	Ikke kantkornet over før i mars
KB Vsv	Økende jan-feb, F til 4F. (14.3:P-, 5.4:1F )	Økende mars-april, 1 til 1.5mm	Mellom F-4F *	Økende jan-feb, 1 til 2mm	Antagelig romlige variasjoner over 14.3
KA Ssø	4F feb-april	Øker jan-feb, 1 til 2mm,	4F, (27.1: F, feb:P)	Øker feb-mars, 1 til 2mm	Antagelig romlige variasjoner under i febr.
GC Ssø	Mellom F og 4F (1F 5.4)	Øker feb-april, 1 til 3mm	4F	5mm i feb, april; 3mm i jan,mar	
GA Sø	4F-1F, jan- feb.	1mm (3mm 5.4)	Økende jan-mars, 1F til K-, (feb:4F)	1mm (2mm i feb)	Antagelig romlige variasjon i februar

Det ser ut til å være en viss sammenheng mellom utviklingen av kornstørrelse og håndhardhet ved noen punkter, selv om den har vært noe varierende (Vedlegg B). De lagene under skaren som er harde (dvs P og hardere) har mindre kornstørrelser hovedsakelig ved eller under 1 mm.

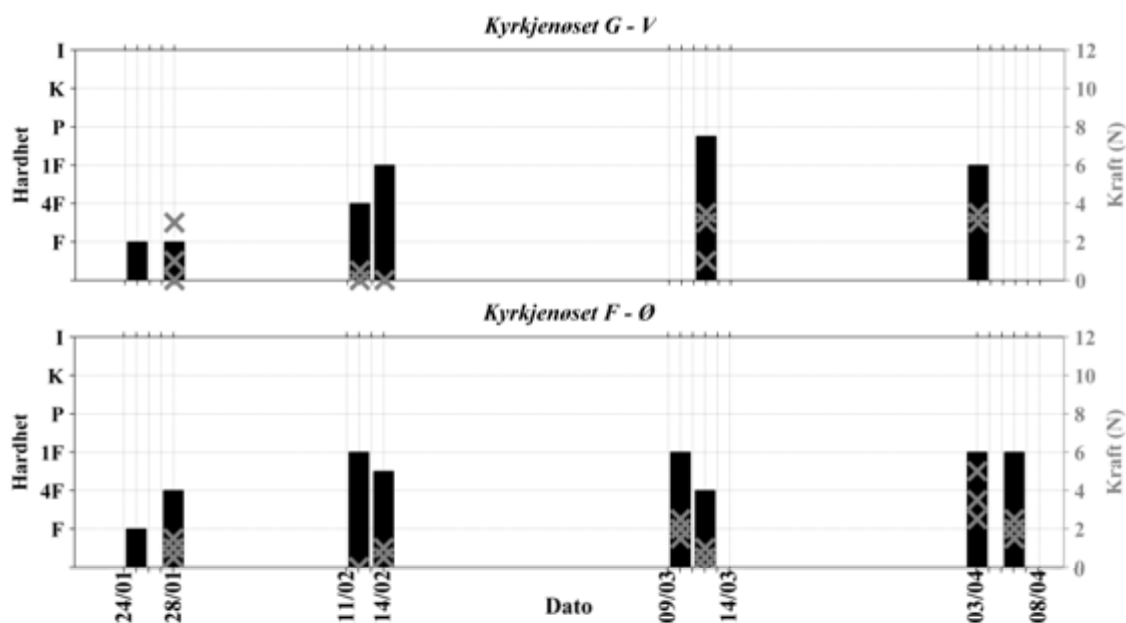
Og de punktene som under ØSLP har håndhardhet som holder seg på rundt 4F har noe større korn fra 1 – 2mm og oppover. GA viser imidlertid liten endring i håndhardhet over skaren med kornstørrelser på 1 mm til kornstørrelser på 2-3 mm 5.april.

### *Kraftmålinger*

Kraftmålingene viste generelt lavere verdier over ØSLP enn under. Over hadde punktene ved Kyrkjeneset stort sett verdier fra 2N og lavere gjennom sesongen. Ved Galden var det noe mer variasjon rundt ØSLP og håndhardheter på om lag 4F. Figur 20 viser kraftmålinger over ØSLP fra KF og KG med svært lave verdier på mellom 0 og 1 N, sammenliknet med en håndhardhet på 1F eller P. Målingene her var spesielt lave før lag av kantkornet snø ble dannet i mars.

Kraftmålingene kunne tidvis gi sprikende resultater som ikke så ut til å stemme overens med håndhardhetsmålingene, særlig under skarelagene. (Eks: KA i april). Verdiene både over og under ØSLP var stort sett ganske sprikende, hovedsakelig mer sprikende under enn over.

#### *Hardhet og kraftmålinger over ØSLP, januar til april 2013*



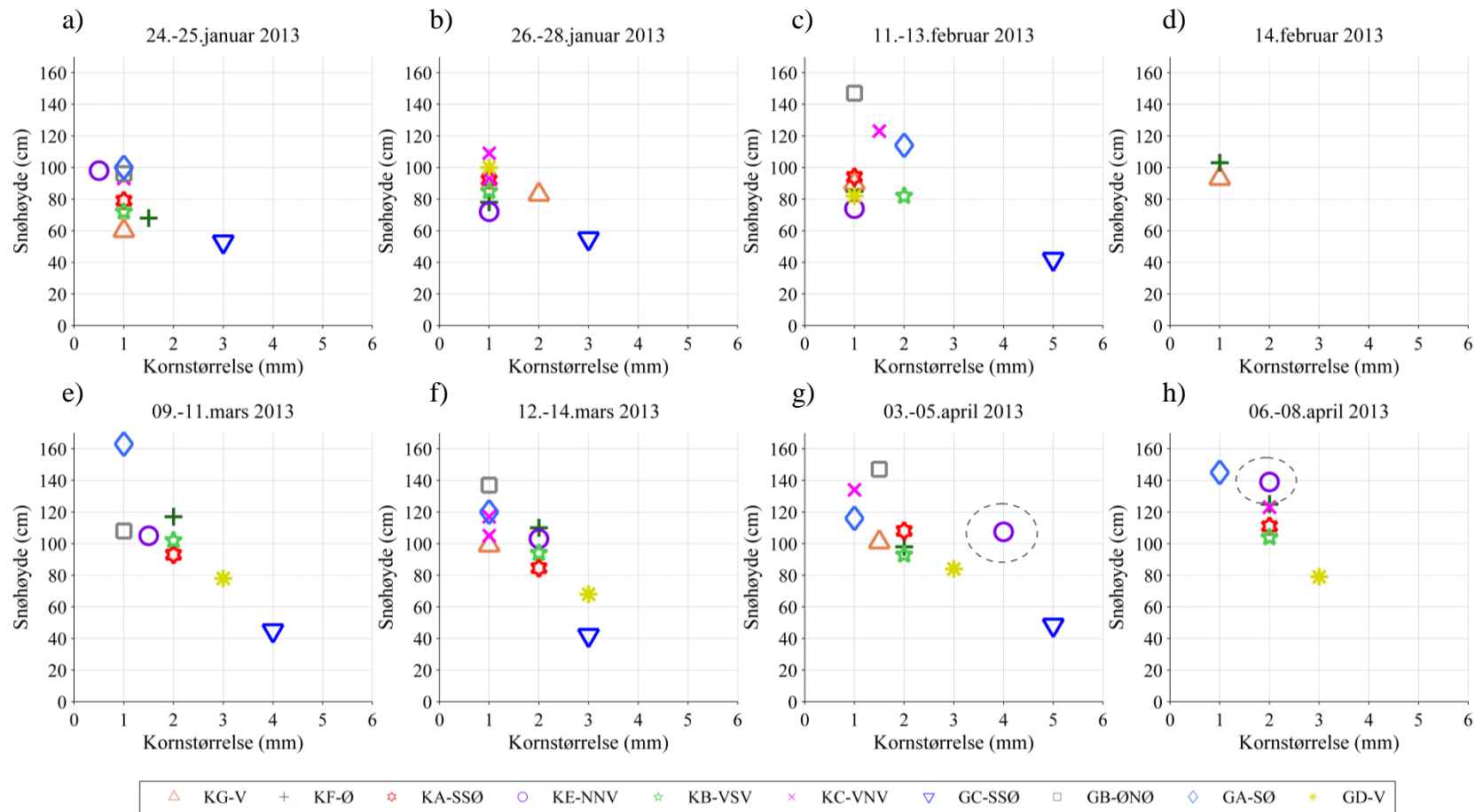
Figur 20: Utviklingen til håndhardhet og kraftmålinger over ØSLP ved a) KG i et vestlig aspekt og b) KF i et østlig aspekt.

### *Sammenheng med overliggende snøtykkelse og total snøhøyde*

For å undersøke om det var mulig å se noen sammenheng mellom hardhet og kornstørrelse rundt ØSLP med overliggende snø og total snøhøyde, ble disse plottet mot hverandre i ulike kryssplot. Det eneste plottet som kunne se noe ut som en sammenheng var kornstørrelse under ØSLP og total snøhøyde. Dette er vist i Figur 21, mens resten av plottene er å finne i Vedlegg C. Figur 21 viser en tendens til at de største kornstørrelsene er å finne der snødekket er tynnest, og punktene med størst snøhøyde har også de minste kornstørrelsene. De fleste punktene har kornstørrelser ved eller under 1mm frem til mars. Det er stort sett GA, GB og til en viss grad KC som har den høyeste snøtykkelsen og ser ut til å ha kornstørrelser ved 1mm gjennom hele perioden. Dette er også de samme punktene som har de hardeste lagene under ØSLP i mars og april (Tabell 5). GD og GC som generelt har det tynneste snødekket skiller seg ut, GC allerede fra januar og GD fra og med mars (Figur 21, e). I (Figur 21, g og h) kan man se at KE har store forskjeller i kornstørrelser med bare et par dagers mellomrom i april samtidig som snøhøyden varierer med nesten 30 cm. Dette skal ses nærmere på i 0.



### Maksimal kornstørrelse under ØSLP vs total snøhøyde, Januar-Februar 2013



Figur 21: a-h) Kryssplot av maksimal kornstørrelse under ØSLP mot total snøhøyde ved hvert av punktene for hvert besøk. Kornstørrelsene holder seg under 2mm de fleste punktene gjennom hele perioden. Legg merke til KE (markert med stiplet sirkel) som i g) har kornstørrelser på opptil 4mm 4.april, mens 6.april når snøhøyden er nær 30 cm større kun har kornstørrelser på opptil 2mm under ØSLP.

### *Temperaturgradient*

I Tabell 4 finner man temperaturgradienten som er beregnet mellom toppen av ØSLP og snøoverflaten ved første besøk (Tg). De punktene ved Kyrkjønøse som ikke hadde fått utviklet kantkorn over ØSLP hadde alle (utenom KF) en gradient over 10 °C/m. Eller mer passende i dette tilfellet: 1 °C/10cm. Denne har et negativt fortegn, og tilsvarer i denne sammenheng en varmetransport nedover i snødekket.

Tabell 6 viser en oversikt over temperaturgradienten mellom undersiden og oversiden av ØSLP. Legger man merke til dagsrekkefølgen ser det ut til å være en sammenheng mellom denne og en avtagende gradient nedover i snødekket. Det vil si den ser ut til å skifte fra en varmetransport oppover til en varmetransport nedover i snødekket.

Tabell 6: Oversikt over utvikling i temperaturgradientene (i C/m med positiv retning oppover), over ØSLP, det vil si fra bunnen til toppen av ØSLP. Under vises snøoverflatetemperaturen (Tem.snøov) i °C og overliggende snøtykkelse (snø over) i cm. Dataene er organisert i kortere perioder på hovedsakelig 3 dager, som var tiden det tok å besøke alle punktene. Punktene ved Galden ble utført på en dag, og Kyrkjense i løpet av to dager. Tall under punkt-navn viser dagsrekkefølgen innenfor hvert område. Der det er flere data for et punkt innenfor en periode, skyldes det at man rakk å grave to dager på rad ved samme punkt der første dagen er til venstre. (For nøyaktig dato for besøk, se Figur 12).

Temperaturgradient ØSLP										
		24-25.jan	26.-28.jan	11.-13.feb	14.feb	9.-11.mar	12.-14.mar	3.-5.april	6.-8.april	
<b>GA</b>	<b>Temp.grad</b>	-	-	<b>40.0</b>	-	<b>40.0</b>	<b>100.0</b>	<b>-20.0</b>	<b>60.0</b>	
	Temp.snøov.	-12.5	-	-13.5	-	-13.6	-12.4	-3.7	-11.2	
	Snø over	10.0	-	26.0	-	36.0	18.0	21.0	33.0	
<b>GB</b>	<b>Temp.grad</b>	<b>130.0</b>	-	<b>5.0</b>	-	<b>10.0</b>	<b>110.0</b>	<b>0.0</b>	<b>10.0</b>	
	Temp.snøov.	-18.0	-	-17.6	-	-13.4	-12.1	-5.6	-6.8	
	Snø over	7.5	-	61.0	-	8.0	22.0	43.0	42.0	
<b>GC</b>	<b>Temp.grad</b>	<b>46.7</b>	<b>0.0</b>	<b>-15.0</b>	-	<b>-70.0</b>	<b>15.0</b>	<b>-10.0</b>	-	
	Temp.snøov.	-15.7	-6.1	-7.5	-	-7.6	-8.8	-0.5	-	
	Snø over	2.0	7.0	16.0	-	5.0	2.0	4.5	-	
<b>GD</b>	<b>Temp.grad</b>	-	<b>-1.3</b>	<b>12.7</b>	-	<b>-18.0</b>	-	<b>18.8</b>	<b>8.3</b>	
	Temp.snøov.	-	-8.5	-12.4	-	-10.1	-7.5	-2.4	-5.6	
	Snø over	-	13.0	15.0	-	4.0	2.0	18.0	14.0	
<b>KA</b>	<b>Temp.grad</b>	<b>-40.0</b>	<b>50.0</b>	<b>12.5</b>	-	<b>23.3</b>	<b>85.0</b>	<b>23.3</b>	<b>20.0</b>	
	Temp.snøov.	-9.4	-9.8	-7.2	-	-11.2	-19.3	-12.3	-5.5	
	Snø over	6.0	11.0	24.0	-	21.0	22.5	26.0	34.0	
<b>KB</b>	<b>Temp.grad</b>	<b>2.2</b>	<b>10.0</b>	<b>12.0</b>	-	<b>37.5</b>	<b>60.0</b>	<b>10.0</b>	<b>16.7</b>	
	Temp.snøov.	-9.2	-8.6	-6.5	-	-10.2	-19.0	-7.5	-4.9	
	Snø over	6.0	13.0	19.0	-	21.0	26.0	20.0	26.0	
<b>KC</b>	<b>Temp.grad</b>	<b>122.2</b>	<b>-1.8</b>	<b>-</b>	<b>28.6</b>	-	<b>-5.0</b>	<b>160.0</b>	<b>2.5</b>	<b>13.3</b>
	Temp.snøov.	-8.9	-9.7	-5.1	-8.2	-	-7.8	-17.9	-3.6	-2.7
	Snø over	6.0	13.0	11.0	32.0	-	22.0	5.5	31.0	30.0
<b>KE</b>	<b>Temp.grad</b>	<b>0.0</b>	<b>21.4</b>		-	<b>22.0</b>	<b>18.6</b>	<b>8.0</b>	<b>18.0</b>	
	Temp.snøov.	-8.2	-9.4	-8.4	-	-18.0	-10.9	-5.2	-3.2	
	Snø over	10.0	6.0	23.0	-	46.0	42.0	43.5	61.0	
<b>KF</b>	<b>Temp.grad</b>	<b>-2.5</b>	<b>3.8</b>	<b>100.0</b>	<b>25.0</b>	<b>30.0</b>	<b>22.0</b>	<b>12.5</b>	<b>47.5</b>	
	Temp.snøov.	-9.4	-6.9	-15.2	-8.2	-17.4	-11.2	-4.6	-16.4	
	Snø over	5.0	8.0	19.0	26.0	45.0	40.0	29.0	55.0	
<b>KG</b>	<b>Temp.grad</b>	<b>-12.0</b>	<b>-1.3</b>	<b>20.0</b>	<b>7.5</b>	-	<b>3.3</b>	<b>5.0</b>	-	
	Temp.snøov.	-9.5	-3.2	-13.5	-7.0	-	-6.9	-2.1	-	
	Snø over	5.0	12.0	28.0	16.0	-	27.0	37.0	-	

\*Første besøk: starten av dagen. \*\*Første besøk: slutten av dagen i rekkefølgen: KF-KG.

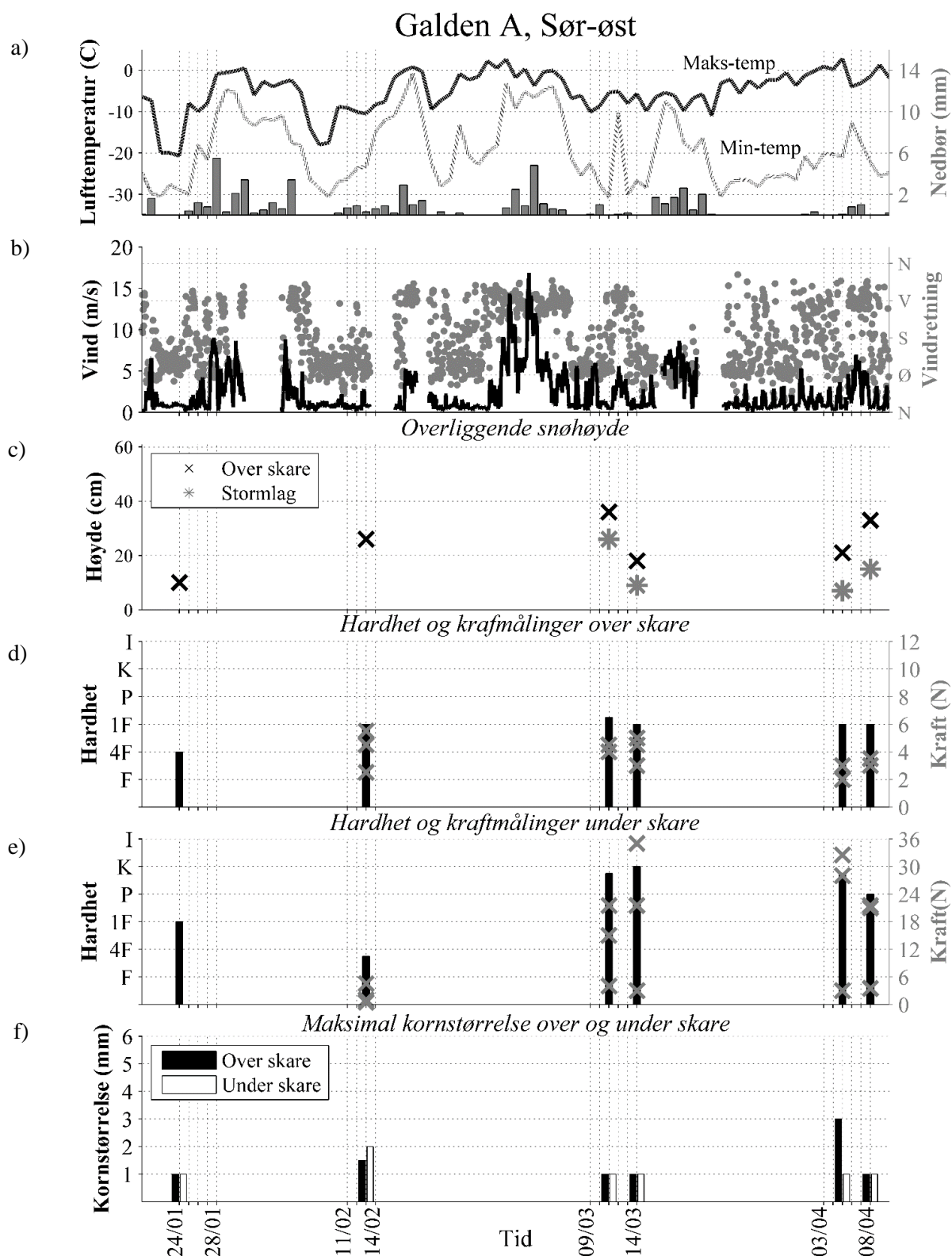


## Temporal utvikling ved utvalgte punkter

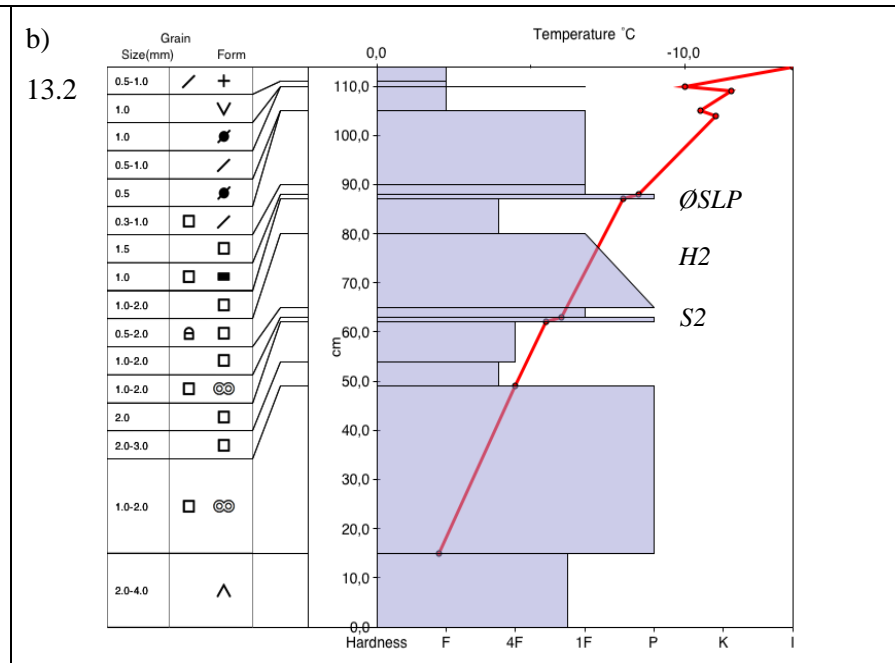
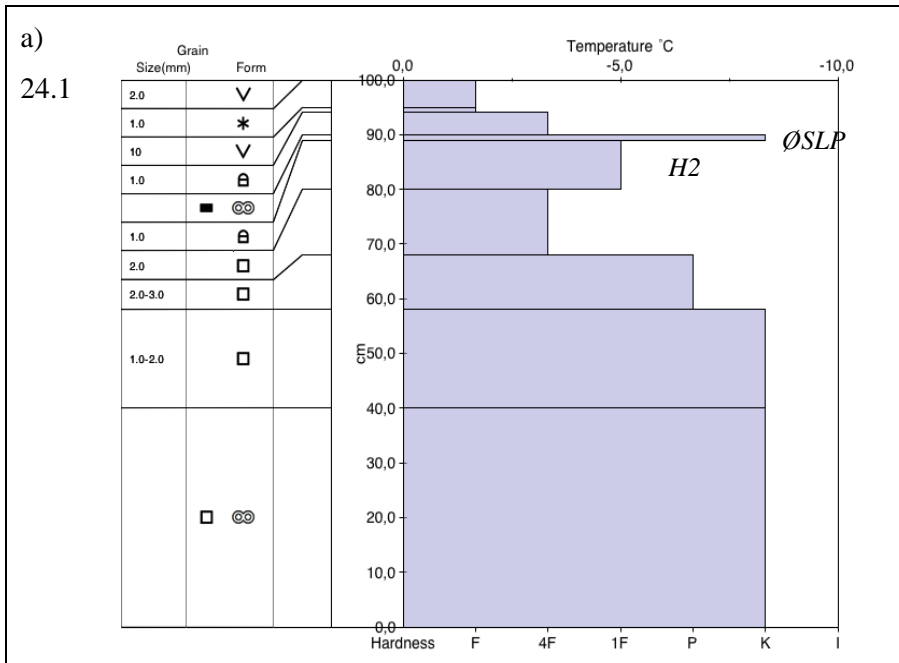
### GA

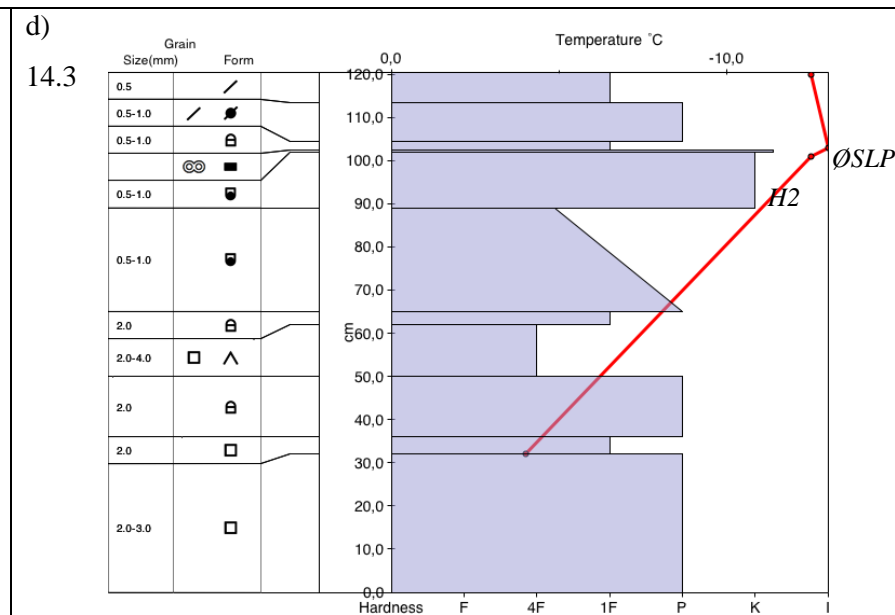
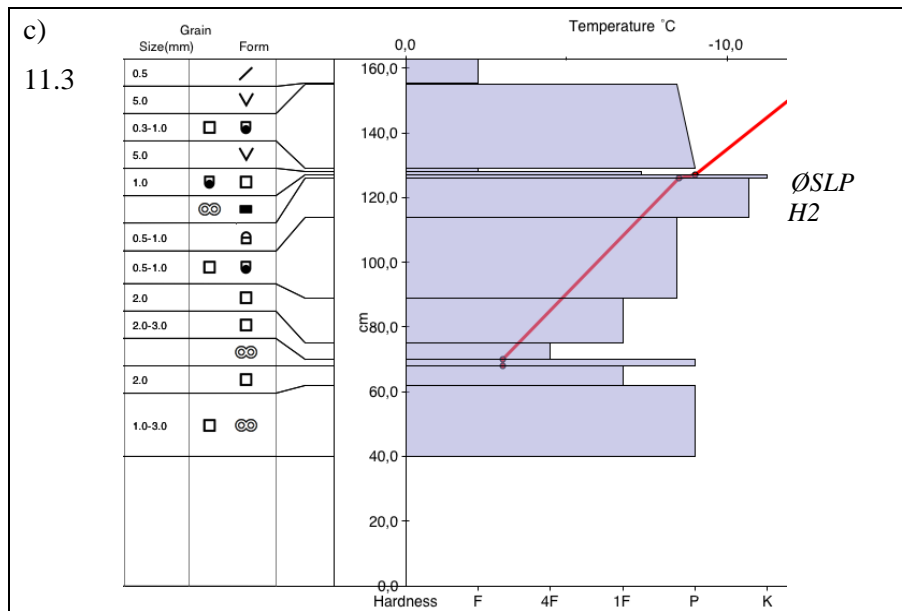
Figur 22 viser de temporale endringene til snøegenskapene rundt ØSLP ved GA, mens tilsvarende snøprofiler er vist i Figur 23. Frem til første besøk i mars økte overliggende snøtykkelse med ca 20 cm, og i løpet av MN4 ser det ut til å ha blitt avsatt et hardt vindpakket lag. Dette hadde noe varierende tykkelse i mars og april. 14.mars og 5.april var overliggende snøtykkelse kun rundt 20 cm og mellom de to besøkene var det store døgnvariasjoner. Dette ser ut til å ha en sammenheng med større kantkorn over ØSLP 5.april. Generelt viste både kornstørrelse og håndhardhet liten grad av endring over ØSLP, bortsett fra nettopp 5.april der man hadde kantkorn på opptil 3mm i et tynt lag over skarelaget (Figur 23).

Under ØSL ser det ut til at laget har avtatt i hardhet i løpet av K3, fra 1F i januar til 4F- i februar med kantkorn på opptil 2 mm. Dette til tross for økt overliggende snø, som i følge Figur 22, a) og b) antagelig kom før K3 inntraff. I løpet av MN4 ser det ut til at samme underliggende laget har blitt mye hardere i mars, med håndhardhet K- og avrunda 0.5-1 mm kantkorn (se Figur 23, c). Ved første øyekast kan det se ut som at MN4-uværet kan ha hatt stor betydning for laget under ØSLP. Ser man imidlertid nærmere på snøprofilene i Figur 23, ser det ut til å være en sammenheng mellom hardheten til skaren og hardheten av underliggende snø. Det hardere laget i Figur 23 (kalt H2) befinner seg rett under ØSLP i mars til april. I februar finnes et dekket noe løsere snø under ØSLP, der denne også er skjørere.

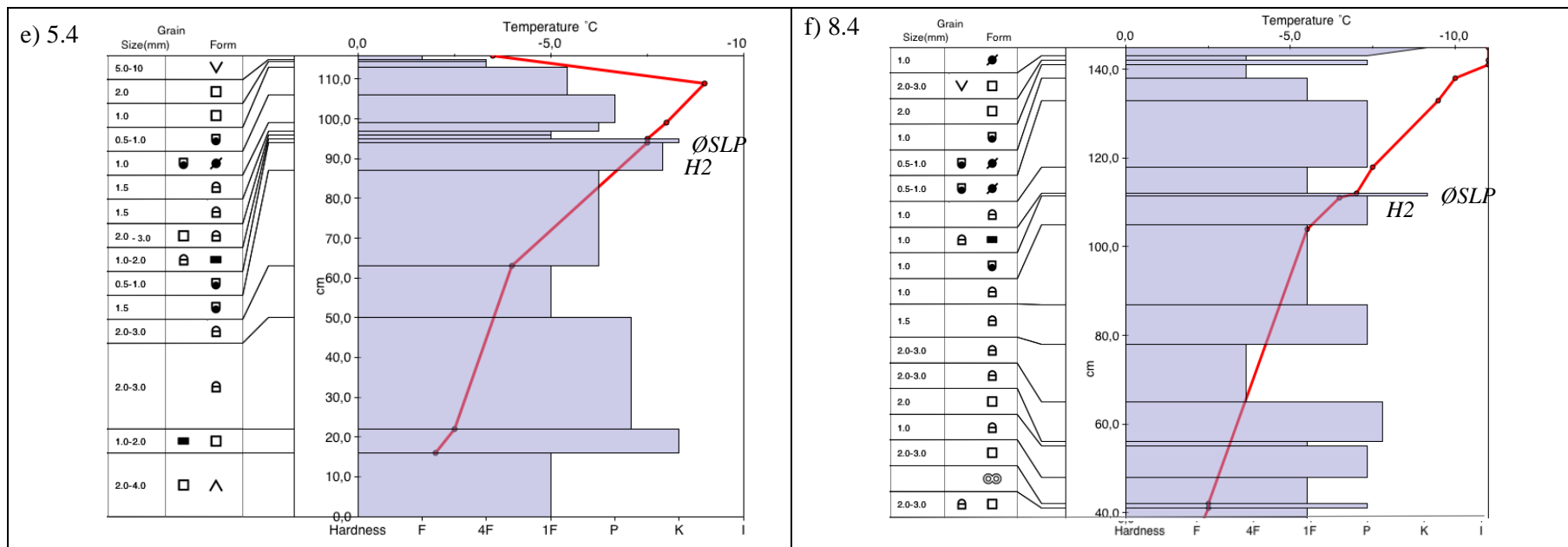


Figur 22: a) og b) Oversikt over værmålingene fra Kyrkjestølen (956 moh). a) viser maksimums- og minimumstemperaturer som linjer og nedbør i form av stolpediagram, b) viser vindstyrke (svart linje) og vindretning (grå punkt). c) – f) viser de temporale endringene i snøegenskaper over og under ØSLP ved GA. c) Tykkelse av snø over ØSLP og tykkelse til et hardt vindpakkete lag (stormlag) etter uværet MN4 (Figur 8). d) og e) Håndhardhet (stolper) og 3 kraftmålinger (punkt) for laget over (d) og under (e) ØSLP Legg merke til en annerledes skala for kraftmålingene under ØSLP fra de andre punktene.









Figur 23: Snøprofiler fra GA. Varierende total snødybde og overliggende vindpakket snø fra uværet i februar-mars. S2 som er å finne i b) kan se ut til å være en del av NSLP, da denne er skjør og i oppløsning, samtidig som at det var et tydelig islag i skaren fra januar. Legg merke til at grensene lags y-aksen varierer. H2 angir det hardere laget under ØSLP.

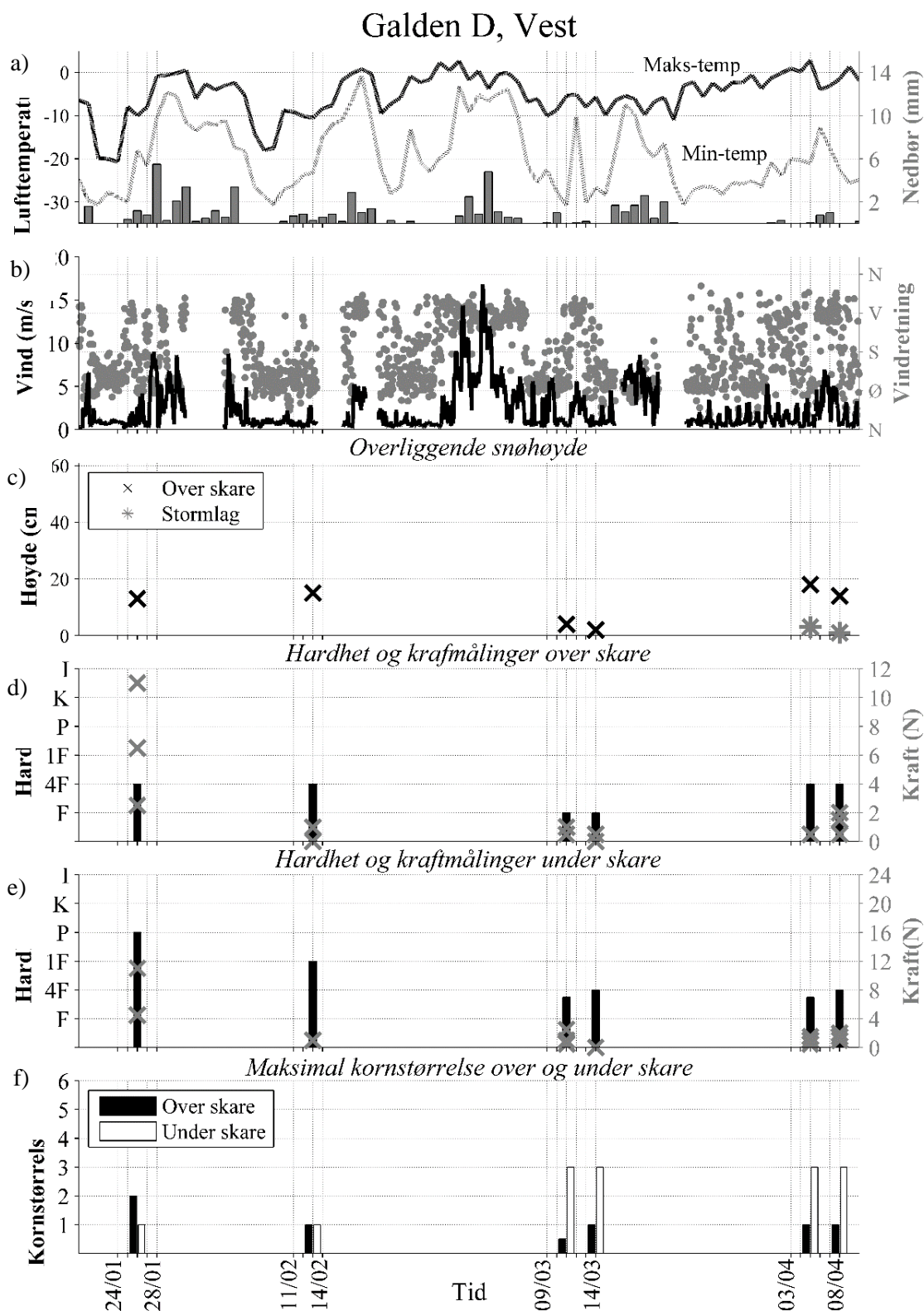
## *GD*

Figur 24 viser temporale endringer i snøegenskapene rundt ØSLP ved Galden D., ser ut til å ha hatt stor betydning for en betydelig snøerosjon her og en minimal snøavsetting. Bortsett fra i mars har det vært liten endring i overliggende snøtykkelse og et fravær av vesentlig «stormlag» fra MN4. Dette ser ut til å ha en sammenheng med de dominerende vestlige vindene under snøfall og uværet MN4. Ved sammenlikning med Figur 25 b og c, ser man kun et tynt dekke av nysnø over ØSLP. Dette tyder på at overliggende snø antagelig er erodert vekk under uværet i MN4 og erstattet med et tynt lag av nysnø i mars. Denne snøen ser ut til å ha blitt noe kantkornet i løpet av døgnvariasjonene mellom mars og april, med kornstørrelser på opptil 1mm (Figur 25, e og f).

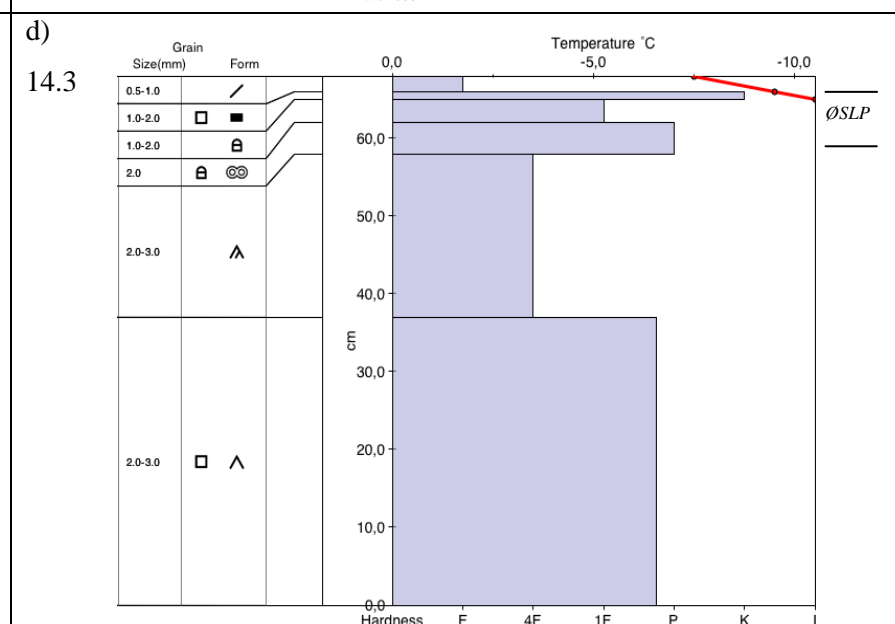
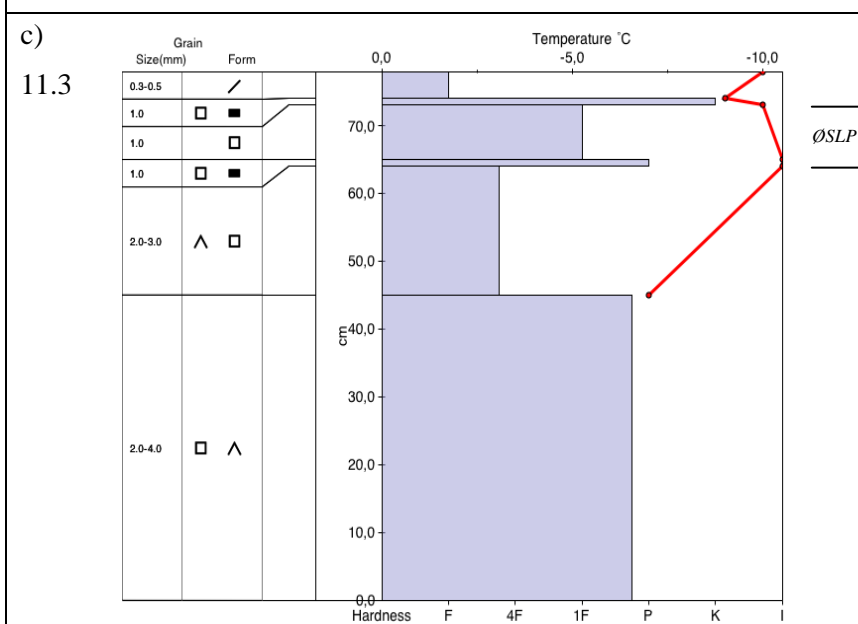
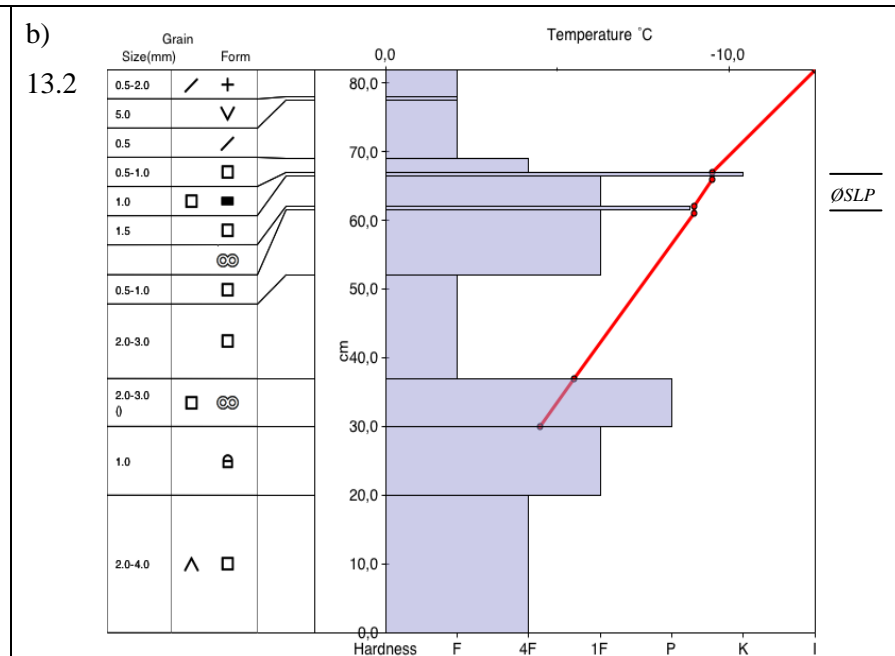
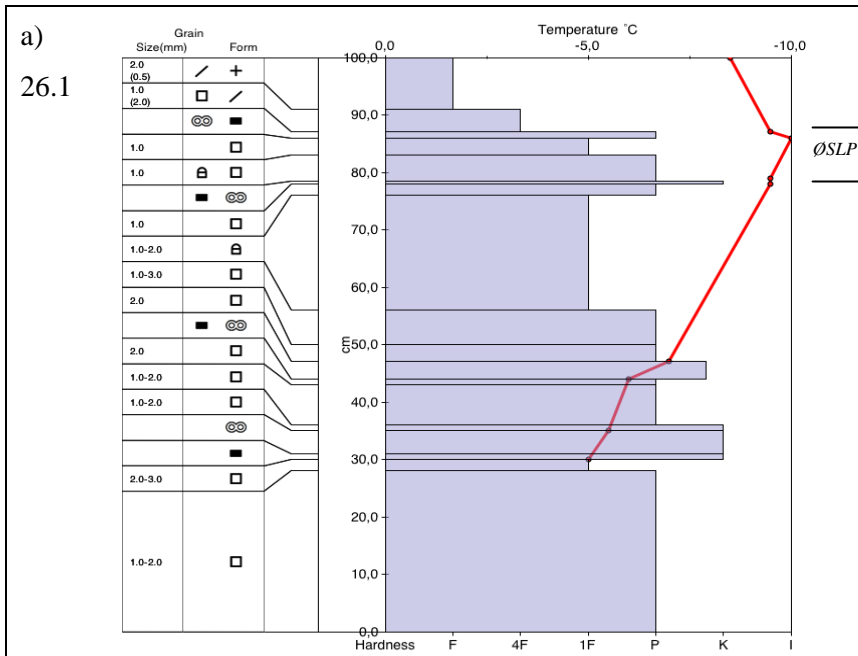
Under ØSPL ser det ut til være en avtagende håndhardhet fra P i januar til rundt 4F i mars. Samtidig har kornstørrelsene økt til opptil 3mm og begerkrystaller er tilstede sammen med kantkorn i lenker (Figur 25, c- f).

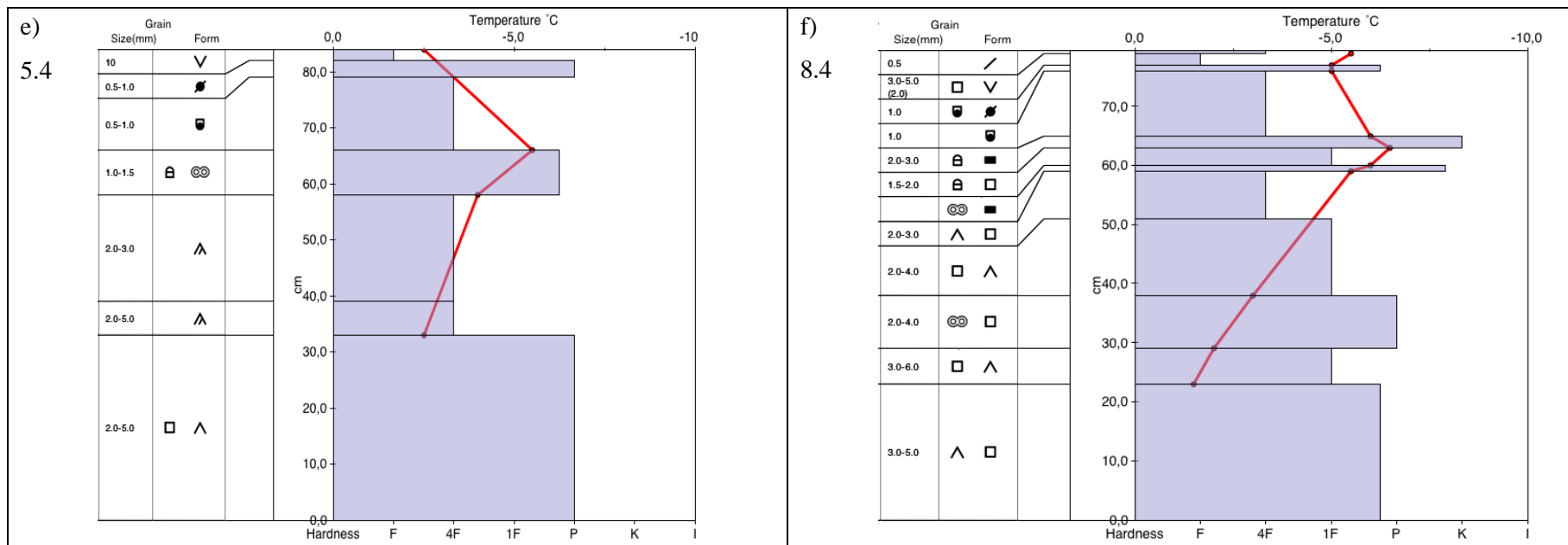
Av Figur 25 kan man se at Galden D viste liten grad av vindpakkete lag mellom NSLP og ØSLP som kjennetegnet det generelle snødekket i området. Snødekket var generelt mer fasettert enn resten av punktene (sett bort i fra GC). Selvom håndhardheten i snøen under ØSLP i januar og februar var mellom 1F og P og kornstørrelse 1 mm, fantes det kornstørrelser opptil 2 mm i kort avstand til ØSLP allerede fra januar. I mars var snødekket her sterkt fasettert med håndhardhet på 4F og med begerkrystaller og kantkorn på opptil 3 mm helt oppunder ØSLP (se Figur 25). Dette ser ut til å ha sammenheng med et tynt overliggende snødekke og lite avsetninger av ny snø, kombinert med lavere lufttemperaturer etter MN4.

De hardere lagene under ØSLP i januar og februar kan representere romlige variasjoner, med noe hardere snø under ØSLP der disse profilene ble gravd, kontra profilene i mars og april.



Figur 24: a) og b) Oversikt over værmålingene fra Kyrkjestølen (956 moh). a) viser maksimums- og minimumstemperaturer som linjer og nedbør i form av stolpediagram, b) viser vindstyrke (svart linje) og vindretning (grå punkt). c) – f) viser de temporale endringene i snøegenskaper over og under ØSLP ved GD. c) Tykkelse av snø over ØSLP og tykkelse til et hardt vindpakkete lag (stormlag) etter uværet MN4 (Figur 8). d) og e) Håndhardhet (stolper) og 3 kraftmålinger (punkt) for laget over (d) og under (e) ØSLP





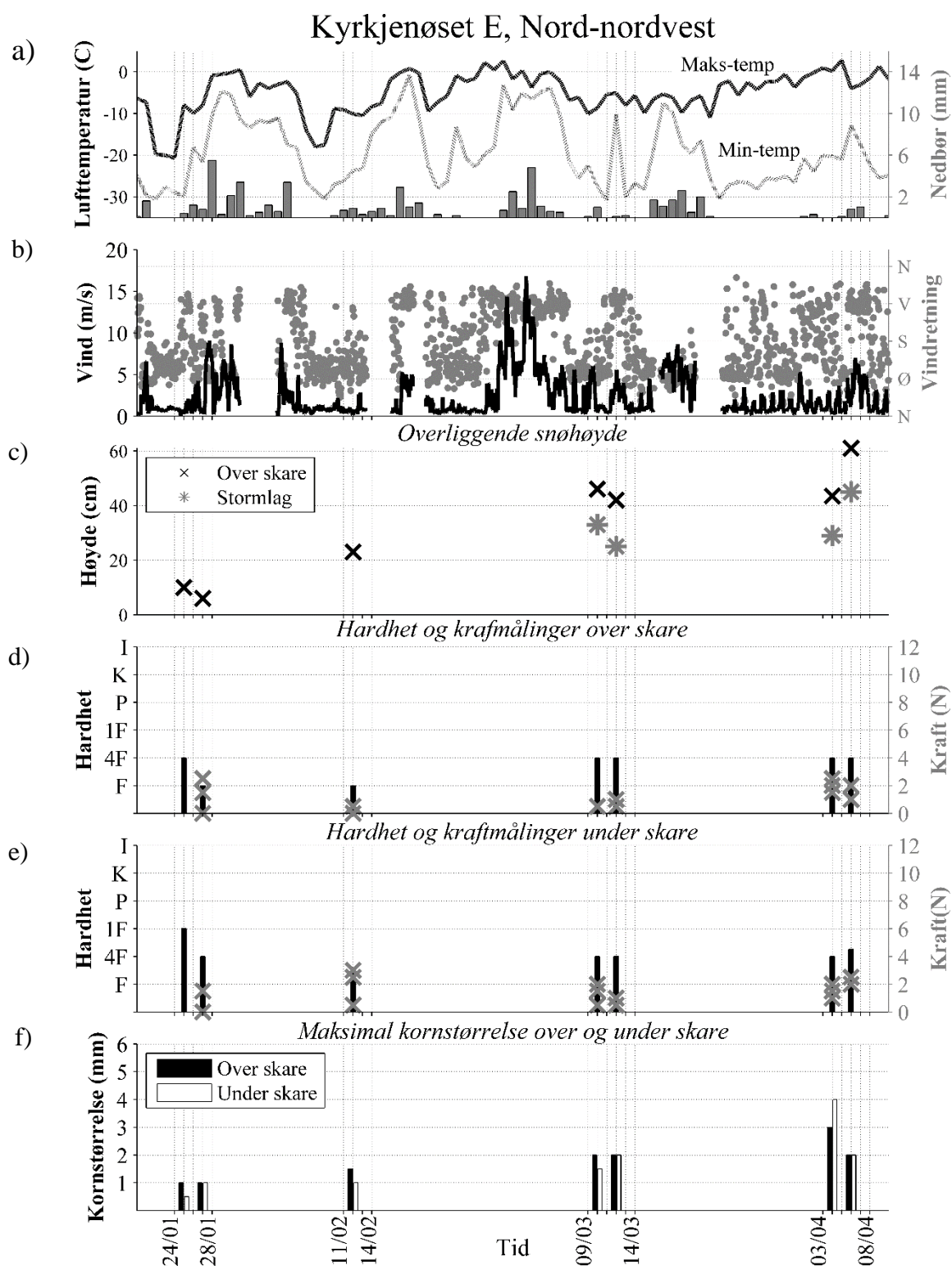
Figur 25: Snøprofiler fra GD fra a) 24.januar til g) 8.april, med temperaturmålinger hovedsakelig ved snøoverflaten og over og under ØSLP.  
 Legg merke til at snøhøyden lags y-aksen varierer.

## *KE*

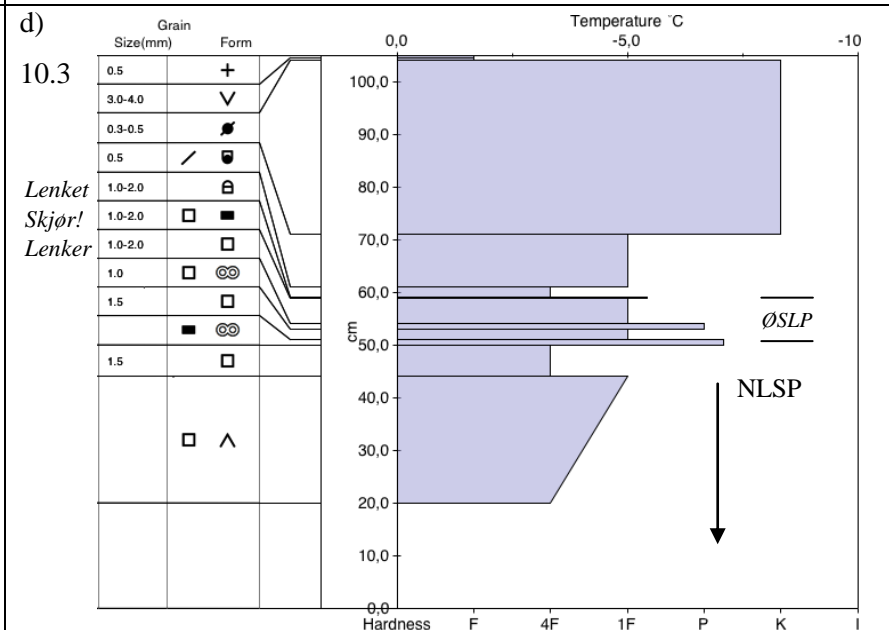
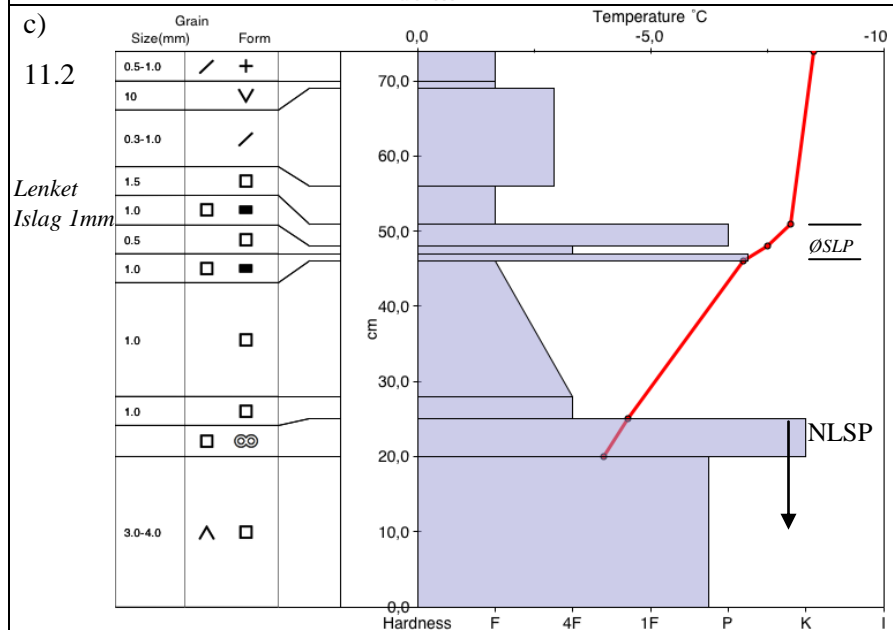
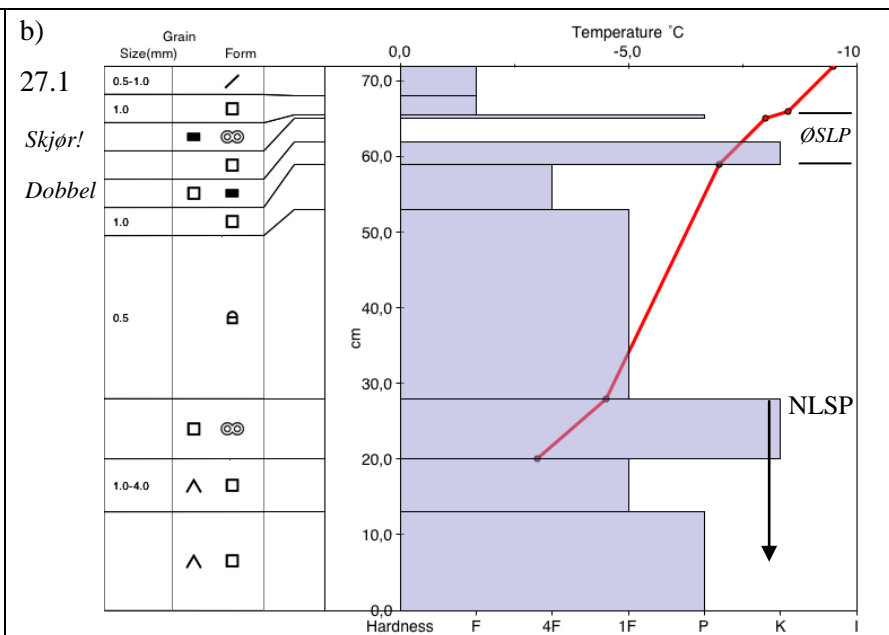
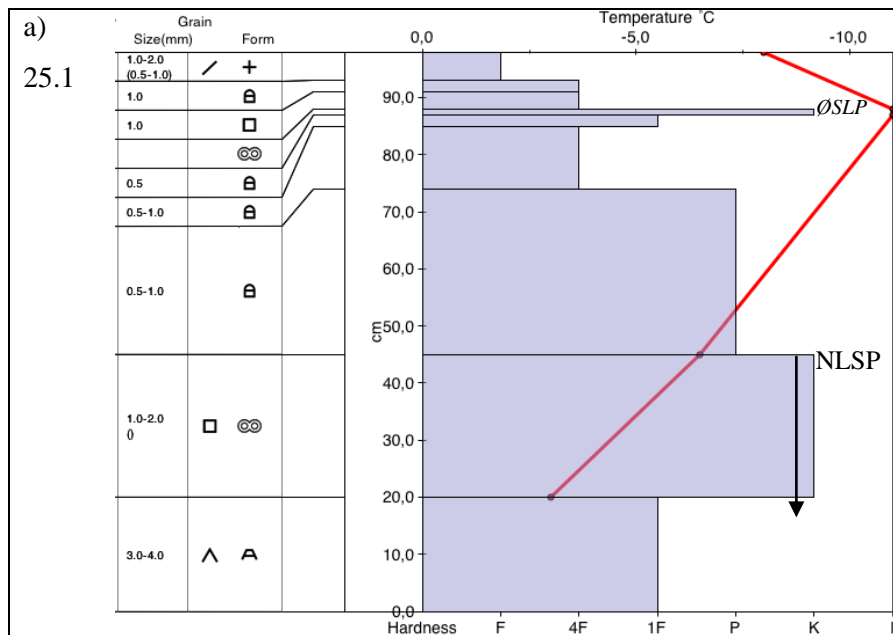
Av Figur 26 kan man se at overliggende snøtykkelse ser ut til å ha økt jevnt frem til mars, i takt med den nedbøren og vinden som har vært. MN4, ser ut til å ha fått spesiell stor betydning for pålagringen ved KE, med et 20-40 cm tykt lag av svært tung og hard snø (Figur 27, d – g). Den økte vekten og redusert temperaturgradienten dette tilsvarer, ser ikke ut til å ha bidrat til en betydelig hardhetsendring verken under eller over ØSLP. Det ble imidlertid observert en lenking av fasetter allerede i februar over ØSLP, og både under og mellom skarelagene i mars. Lenkingen var tilstede resten av perioden (Figur 27, c – g). Håndhardheten har hovedsakelig vært stabil ved 4F, men over ØSLP ser det ut til å ha vært en liten økning etter februar fra F til 4F. Kraftmålingene er generelt lave og rundt 0 til 2 N over og under ØSLP.

Kornstørrelsene ser ut til å ha økt rundt ØSLP fra om lag 1mm i januar og februar til 2mm i mars og 3 og 4 mm på det meste i februar, noe mer under enn over. Fra og med 10.mars til og med 4. april ser overliggende snøtykkelse ut til å ha vært stort sett lik. Dette ser ut til å ha en sammenheng med økende kornstørrelser rundt ØSLP, fra 2mm til 3mm over og 2mm til 4mm under. Ved samme periode ser det av Figur 27, d-f ut som at laget rett under MN4-laget har blitt noe svakere og mer fasetter enn i mars. 6. april er imidlertid kornstørrelsen på samme nivå som i mars. Total snøhøyde er større ved dette profilpunktet enn ved de foregående for KE samtidig som at overliggende snøtykkelse og stormlag er nær 20 cm tykkere (Figur 26 og Figur 27, e - g). Figur 27, g viser at MN4 laget ser ut til å ha myknet litt i de nedre delene.

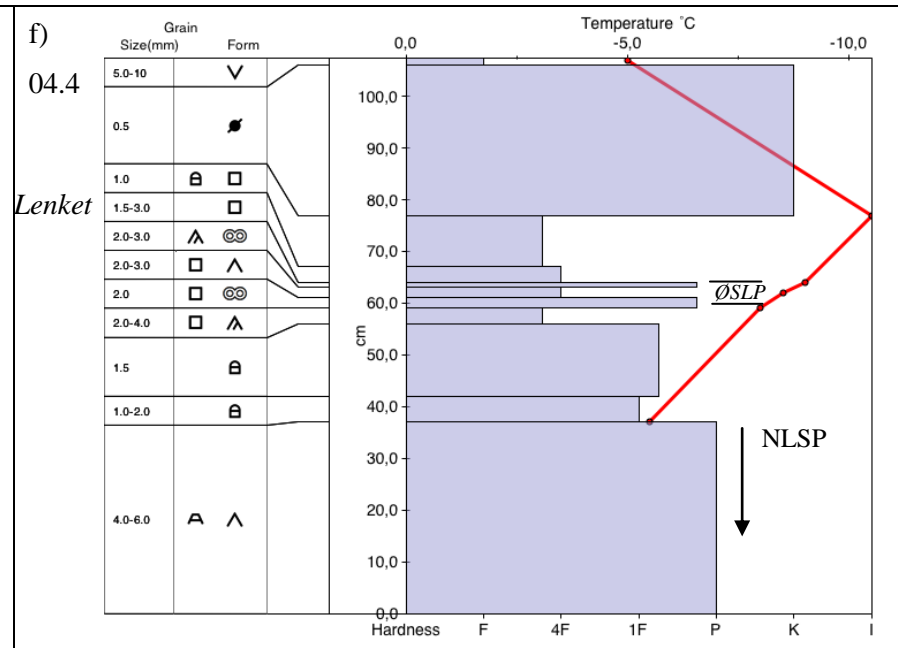
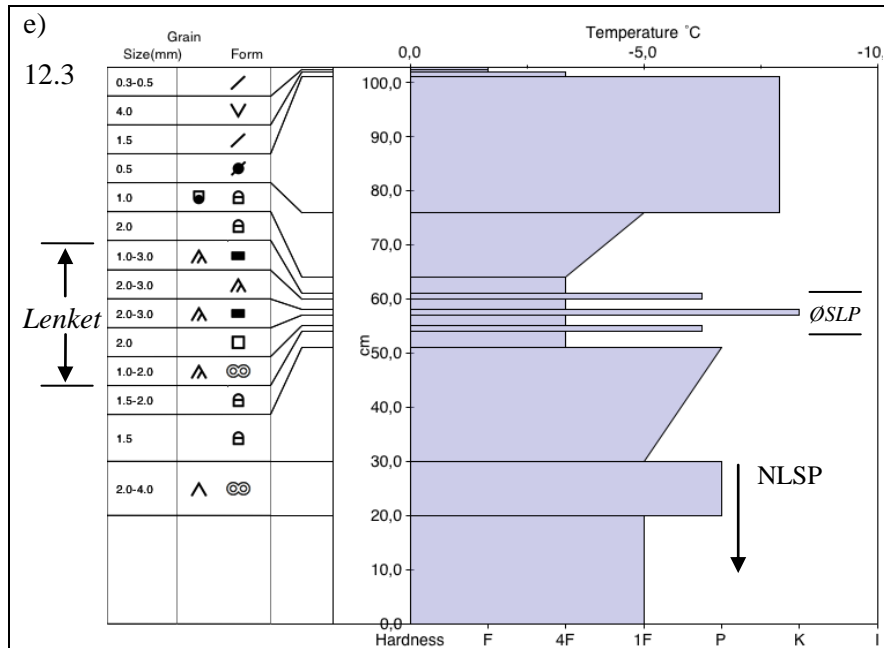
Figur 27 viser at det ved KE er jevnt over like mange individuelle skarer til stede i ØSLP gjennom feltperioden. Hovedsakelig finnes det 2-3 skarer, der en er hard (K), mens den/de andre er svakere. a) fra januar har bare ett individuelt skarelag i ØSLP, men et par cm tykt hardere lag av mindre kornstørrelse under, sammenliknet med b) der det er 3 individuelle skarelag i ØSLP (og noe lavere snødekke).

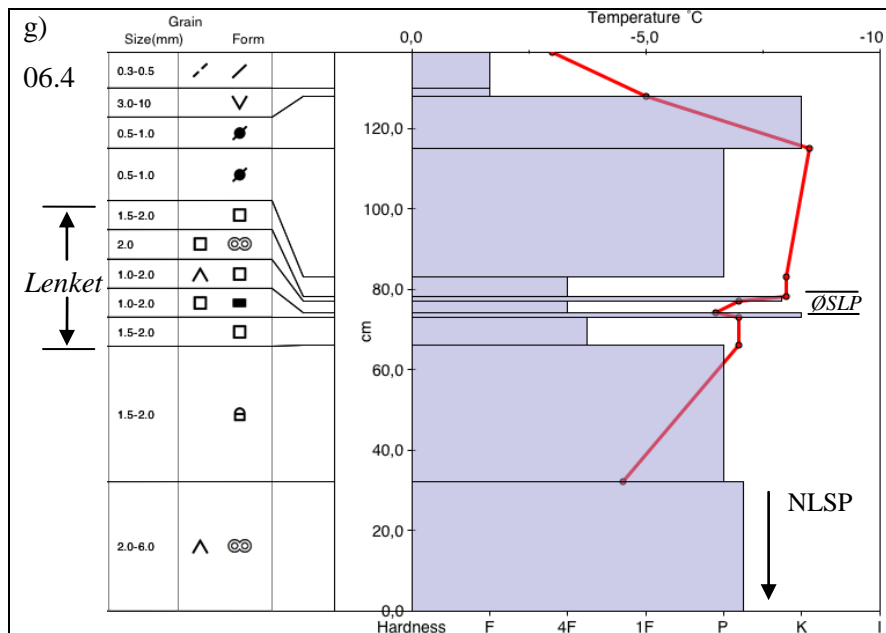


Figur 26: a) og b) Oversikt over værmålingene fra Kyrkjestølen (956 moh). a) viser maksimums- og minimumstemperaturer som linjer og nedbør i form av stolpediagram, b) viser vindstyrke (svart linje) og vindretning (grå punkt). c) – f) viser de temporale endringer i snøegenskaper over og under ØSLP ved KE. c) Tykkelse av snø over ØSLP og tykkelse til et hardt vindpakkete lag (stormlag) etter uværet MN4 (Figur 8). d) og e) Håndhardhet (stolper) og 3 kraftmålinger (punkt) for laget over (d) og under (e) ØSLP.









Figur 27: Snøprofiler ved KE fra a) 25.januar til g) 6.april, med temperaturmålinger hovedsakelig ved snøoverflaten og over og under ØSLP. Legg merke til at snøhøyden lags y-aksen varierer.

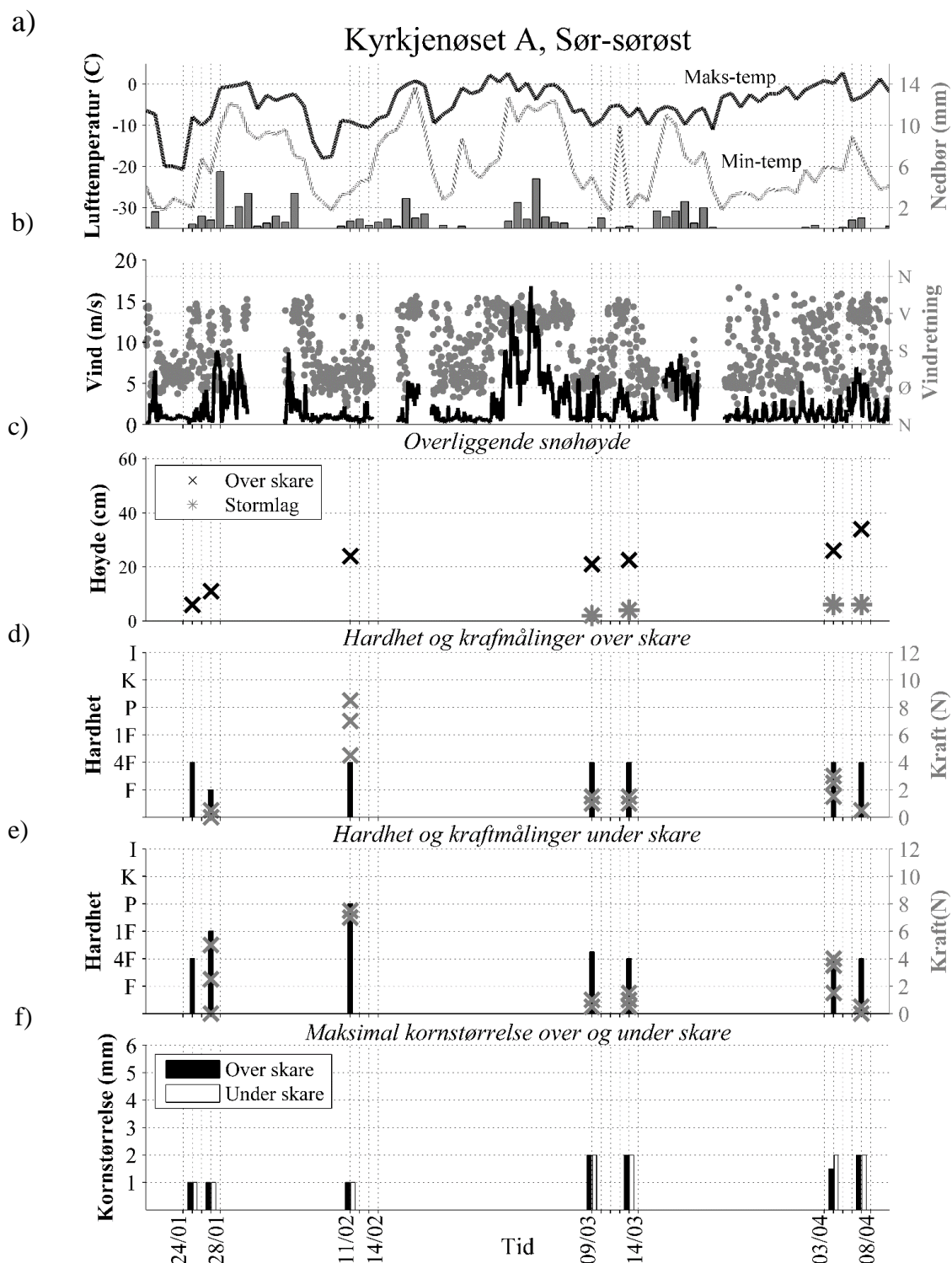
## KA

Figur 28 viser utviklingen av snøegenskaper i lagene rundt ØSLP. Det ble avsatt om lag 10 cm snø mellom feltadagene i januar og februar, N2 (se i tillegg snøprofilene i Figur 29, a-c). Overliggende snøtykkelse viser liten endring fra februar. Under MN4 ble det kun avsatt et 2-3 cm tykt hardt lag («stormlaget»). Håndhardheten over ØSLP ser ut til å stort sett forbli konstant på 4F. Den under ØSLP varierer noe mer fra 4F til 1F i januar, P i februar, og stabilt på 4F fra og med mars. Ser man på snøprofilene i Figur 29, kan denne hardhetsforskjellen ha en sammenheng med romlige variasjoner. Det hardere laget (H2) som observeres spesielt tydelig i Figur 29 a), b) og f) ca 10 cm under ØSLP med mykere snø over, ser ut til å være det samme laget som befinner seg rett under ØSLP i c) (februar). Skarelaget er i tillegg tykt med 3-4 islag på 2mm i ett og samme lag

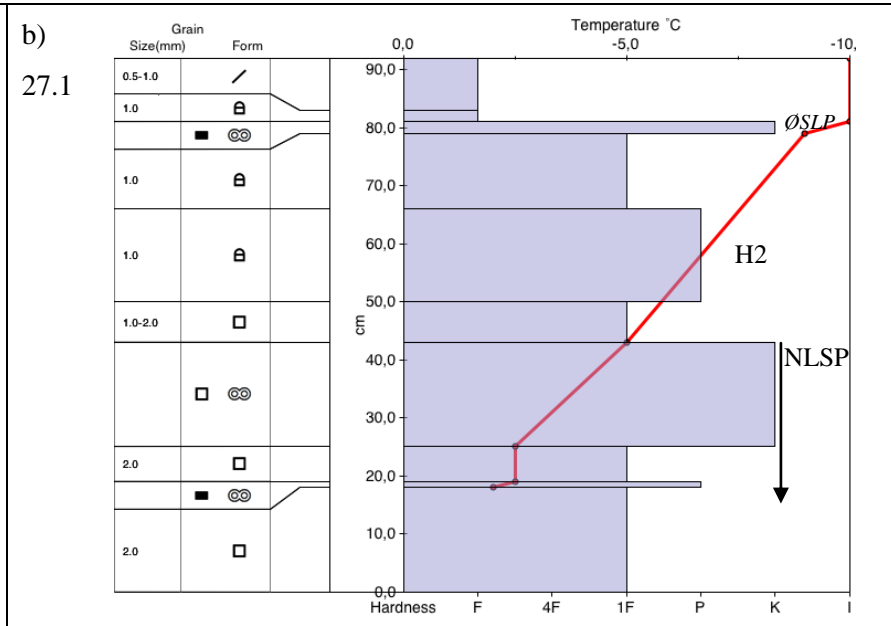
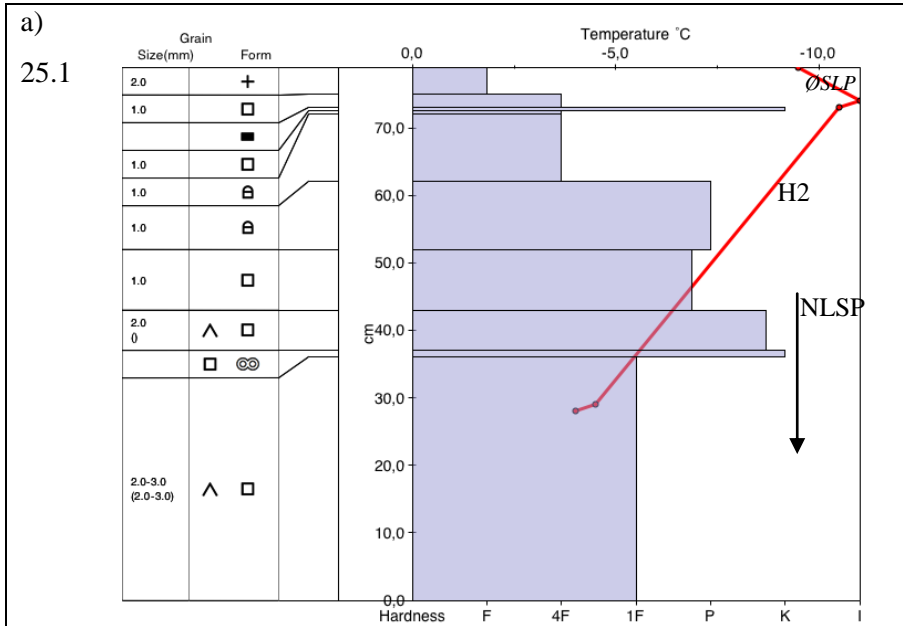
Kraftmålingene viser lave verdier på opptil 2 N i mars, til opptil 3 N 5.april og under 1 N 7.april. I januar spriker disse målingene noe under ØSLP, 4.5-8.5N, mens de spriker, 0-5 N, over ØSLP i februar. Maksimal kornstørrelse ser ut til å øke fra februar, 1mm, til mars, 2mm, både over og under med lite endring frem til april (Tabell 5).

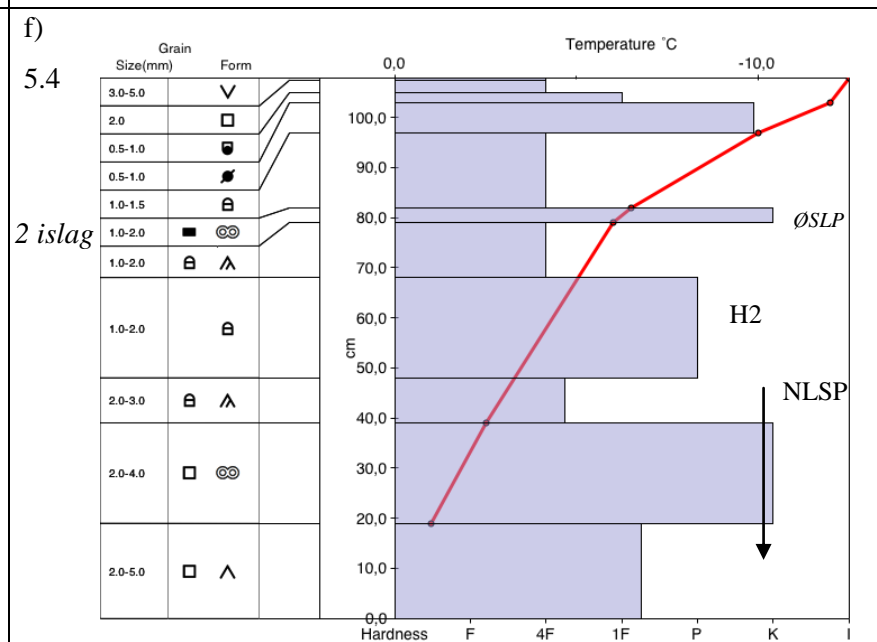
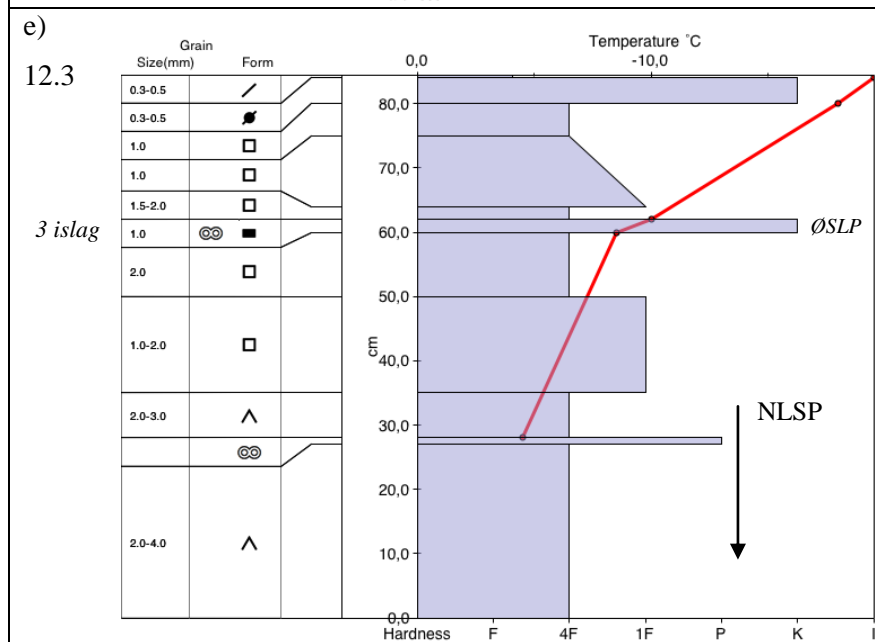
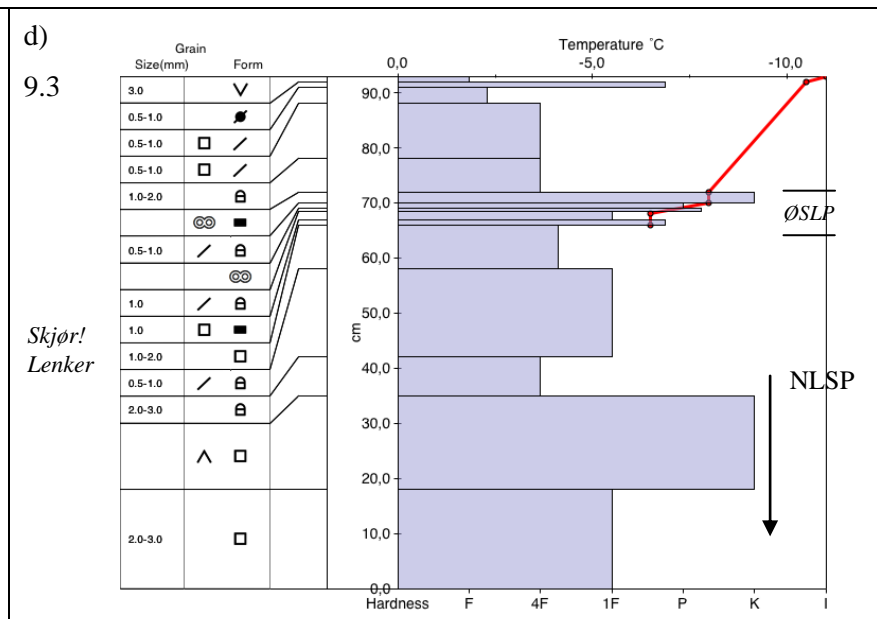
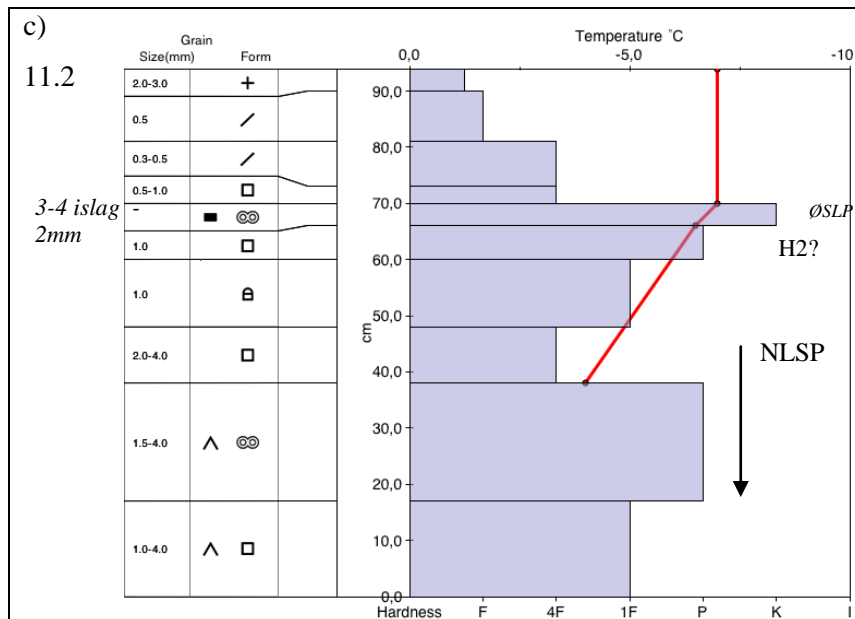
Figur 29 d) fra 9.mars, viser at ØSLP består av 3 individuelle skarelag, der de to underliggende er svakere og tynnere enn det øverste. Det vokser lenker av fasetter under.

Figur 29 viser at egenskapene til snøen i snødekket varierer en del, men at man kan kjenne igjen hovedtrekkene av NSLP, H2 på 1F (Figur 29, d,e) til P (Figur 29, a, b, c, f, g) som skiller seg fra ØSLP og lagene omkring.

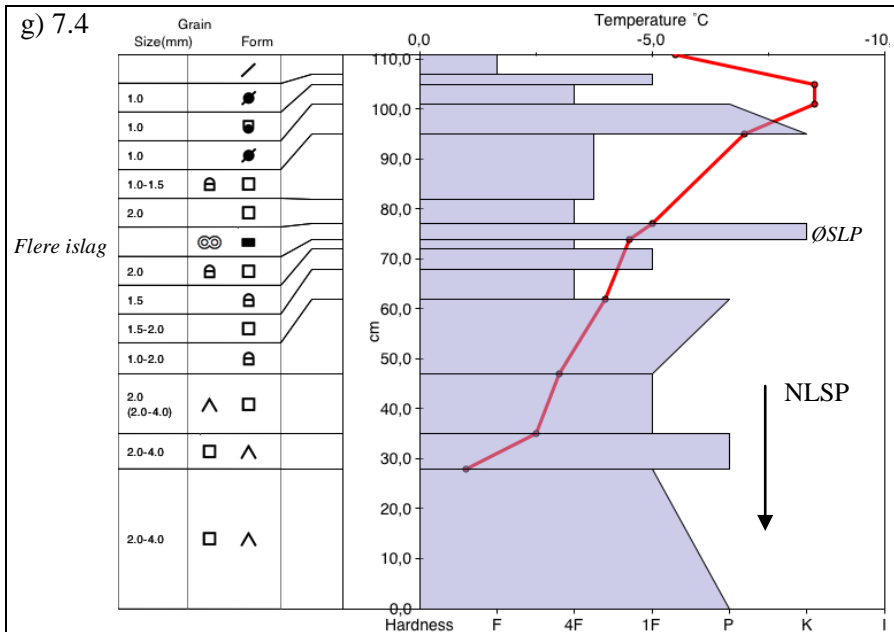


Figur 28: a) og b) Oversikt over værmålingene fra Kyrkjestølen (956 moh). a) viser maksimums- og minimumstemperaturer som linjer og nedbør i form av stolpediagram, b) viser vindstyrke (svart linje) og vindretning (grå punkt). c) – f) viser de temporale endringer i snøegenskaper over og under ØSLP ved KA. c) Tykkelse av snø over ØSLP og tykkelse til et hardt vindpakkete lag (stormlag) etter uværet MN4 (Figur 8). d) og e) Håndhardhet (stolper) og 3 kraftmålinger (punkt) for laget over (d) og under (e) ØSLP





g) 7.4



Figur 29: Snøprofiler ved KA fra a) 25.januar til g) 7.april, med temperaturmålinger hovedsakelig ved snøoverflaten og over og under ØSLP. H2 representerer et hardere lag, som kan ha noe romlig variasjon. Legg merke til at snøhøyden lags y-aksen varierer.

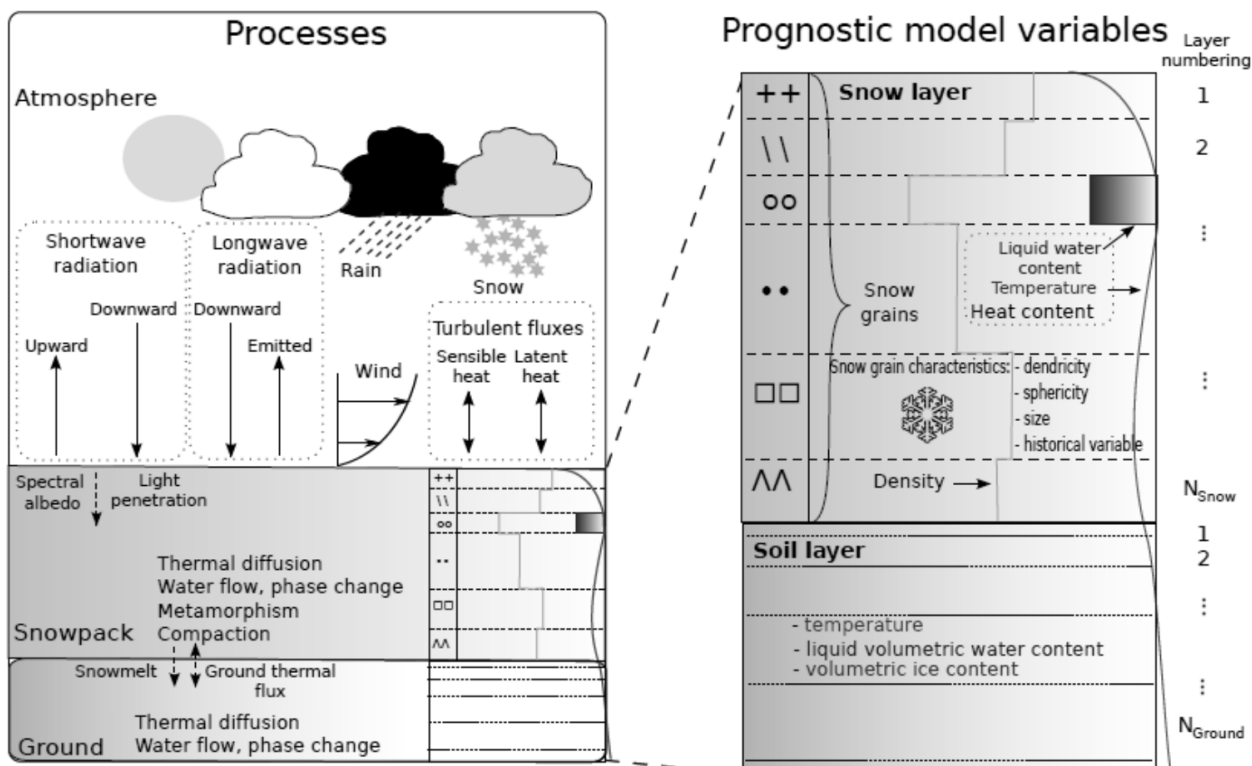
## 5.4 Snøprofiler fra Crocus

### Kort om modellen

Crocus er en endimensjonal fysisk modell som var den første til å simulere snødekkets lagdeling og metamorfose, og er beskrevet av (Vionnet et al. 2012). Utviklingen av snødekket og lagdelingene simuleres basert på atmosfæriske prosessers og bakken sin påvirkning på snødekket. De viktigste prosessene er illustrert i Figur 30. Input-dataene som trengs er lufttemperaturer, spesifikk fuktighet, vindhastighet på en gitt høyde over bakken, innkommet stråling, atmosfærisk trykk, nedbørssrate og skillet mellom regn og snø. Disse kan både være målte observasjoner eller modelerte data. Stratigrafien blir behandlet parallelt med lokal helning. Hvert enkelt lag beskrives med en tykkelse, varmeinnhold, tetthet, alder. Utviklingen av snøkornene beskrives ved grad av runding i forhold til kantet form (sphericity),  $s$ , grad av forgreininger som man har i nysnø (dendricity),  $d$ , og kornstørrelse.  $d$  avtar med tiden og vindhastighet, samtidig som  $s$  øker ved vind. I tillegg kommer en historisk variabel som angir tidligere tilstedeværelse av flytende vann eller fasetterte krystaller. For en grundigere gjennomgang av de ulike parametrene og beregningene i modellen, henvises leseren til Vionnet et al. (2012).

Dagrun V. Schuler ved Meteorologisk Institutt kjørte modellen (henvist til ved (Schuler 2013)). Til kjøring av modellen ble målinger fra Kyrkjestølen benyttet på alt uten om innkommende og utgående stråling. Disse er hentet fra prognosemodellen arome-norway 2.5 km. Snøoppbyggingen er modellert basert på nedbørsmålingene. Alle profilene benyttet i dette arbeidet er fra kl 12.00 på dagen.





Figur 30: a) Hovedprosessene og b) modellvariablene benyttet i Crocus (Vionnet et al. 2012).

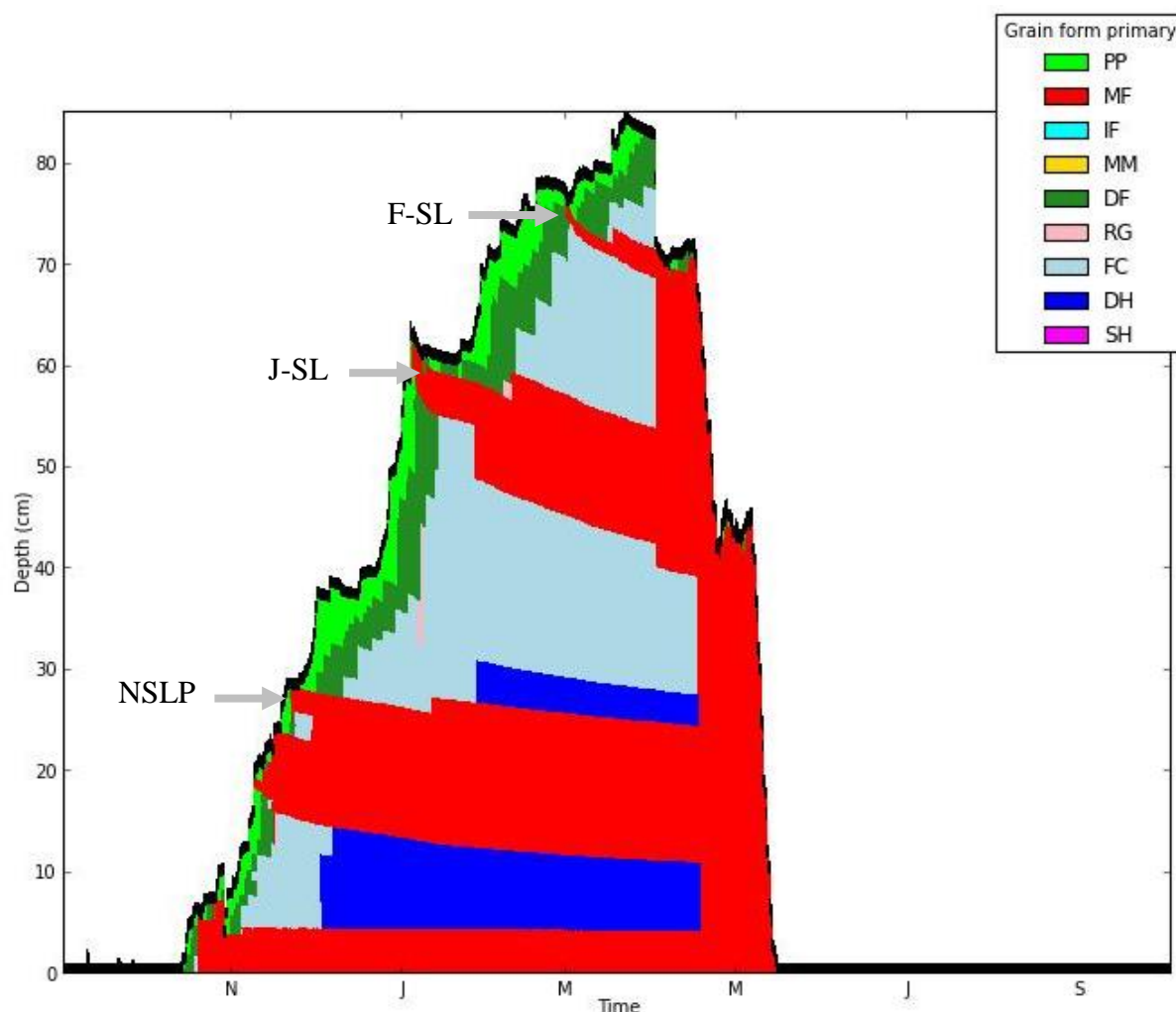
## Utviklingen av snødekket ved Crocus-modellering

Snøprofilene fra Crocus representerer i det store og det hele det man ut i fra teorien vet om utviklingen til snødekket basert på meteorologien som har vært. Tabell 7 gir et sammendrag av disse profilenes utvikling. Figur 31 viser både oppbyggingen og utviklingen av kornform gjennom sesongen. De angir generelt et høyere snødekke enn det som er målt ved stasjonen. Fra 10 cm i januar til om lag 30 cm i april, samt en noe jevner snøoppbygging.

Crocus-modelleringene viser en tilførsel og refrysing av vann i løpet av 3. og 4.januar (Tabell 7 og Figur 32). Da var det mildvær og et vanninnhold på 3-4 % / volum i de øverste cm av overflaten. Dette så ut til å fryse til før 5.januar kl 12. De refryste smelteformene ble så dekket av noen cm med snø før kuldeperioden K2 inntraff. Det var i følge modellen kantkorn som primærkrystall helt opp til dette januar-skarelaget (J-SL) 13.januar. 10. februar var de samme krystallene primære over J-SL med tilstedeværelse av begerkrystaller fra 24.februar.

28.februar, under MN4, ble det også modellert vann tilstede øverst i snødekket som ble dekket av snø og frøs til i løpet av et døgn (Tabell 7, Figur 32). Dette februar-skarelaget (F-SL) ble modellert til å ha fasetter under allerede 1.mars og over 14.mars

1.-3. april etter gradvis stigende temperaturer og fasetter tilstede helt til overflaten, var det modellert vann (3-4 vannprosent) helt ned til 30 cm dybde, som var fryst til igjen 4.april.



Figur 31: Utviklingen av kornform i Crocusmodellen (Schuler 2013), basert på værdata fra Kyrkjestølen. Lokasjonen til J-SL, F-SL og det som tilsvare NSLP er markert.

## Sammenlikning mellom snømålinger og Crocus-modellering

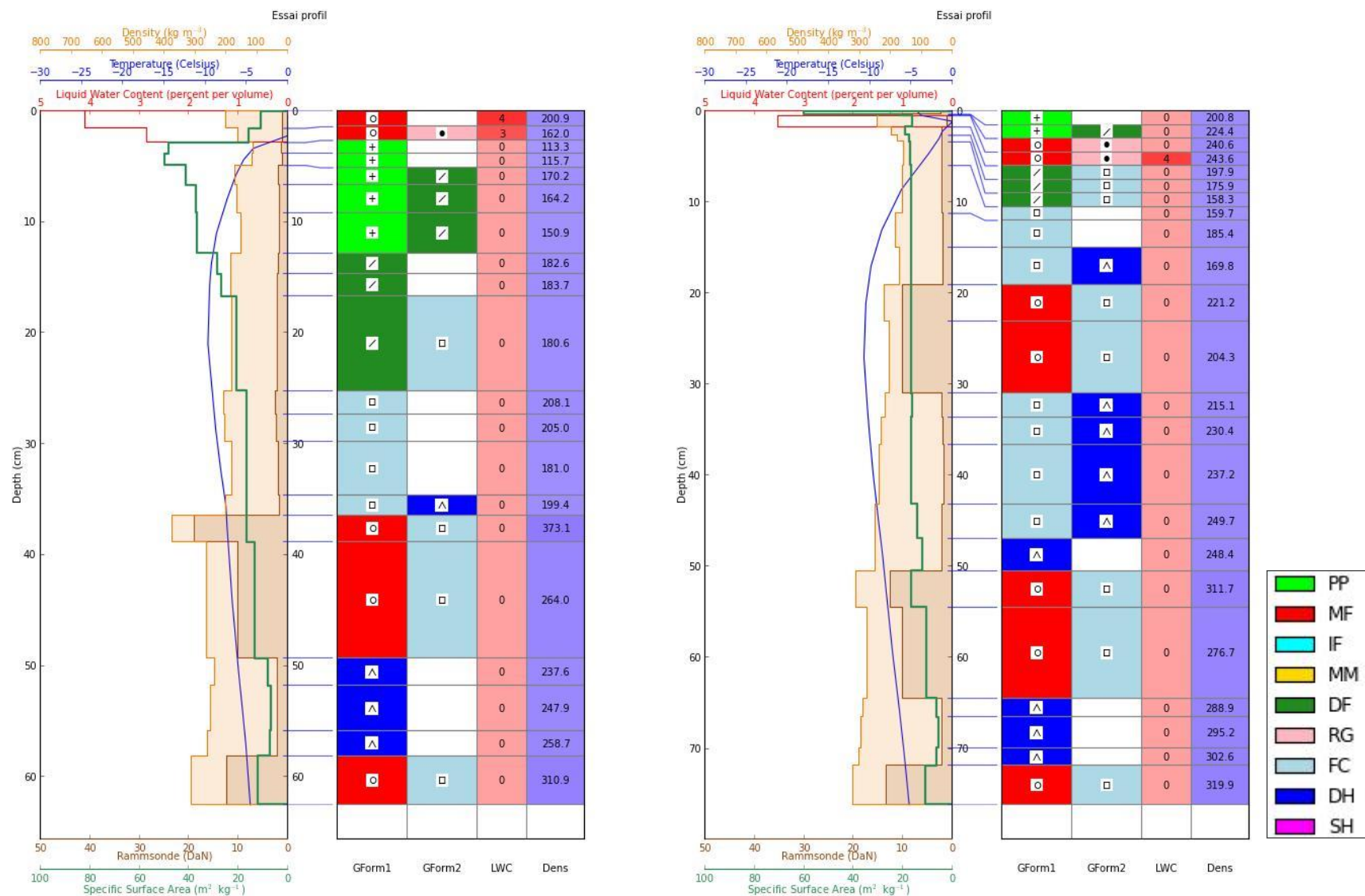
Figur 33, a viser Crocus-profilet for 24.januar med en total snøhøyde på om lag 60 cm sammen med profilet fra GC samme dag. De viser en rimelig god overenstemmelse, sett bort i fra betydelig høyere snøtemperaturer i GC, som kan skyldes solfylt og sørvendt terreng og tydelig inversjon observert i januar. GC sammen med GD er punktene som sammenfaller best med modelleringen. Disse hadde også et relativt tynt snødekke og heller ikke noe hardere lag mellom NSLP og ØSLP (Figur 33 og Figur 25).

Sett bort i fra det manglende hardere laget, HN2, over NSLP, representerer Crocus-profilene rimelig godt tilstanden rundt ØSLP ved alle punktene, med en fasettering helt opp til det som

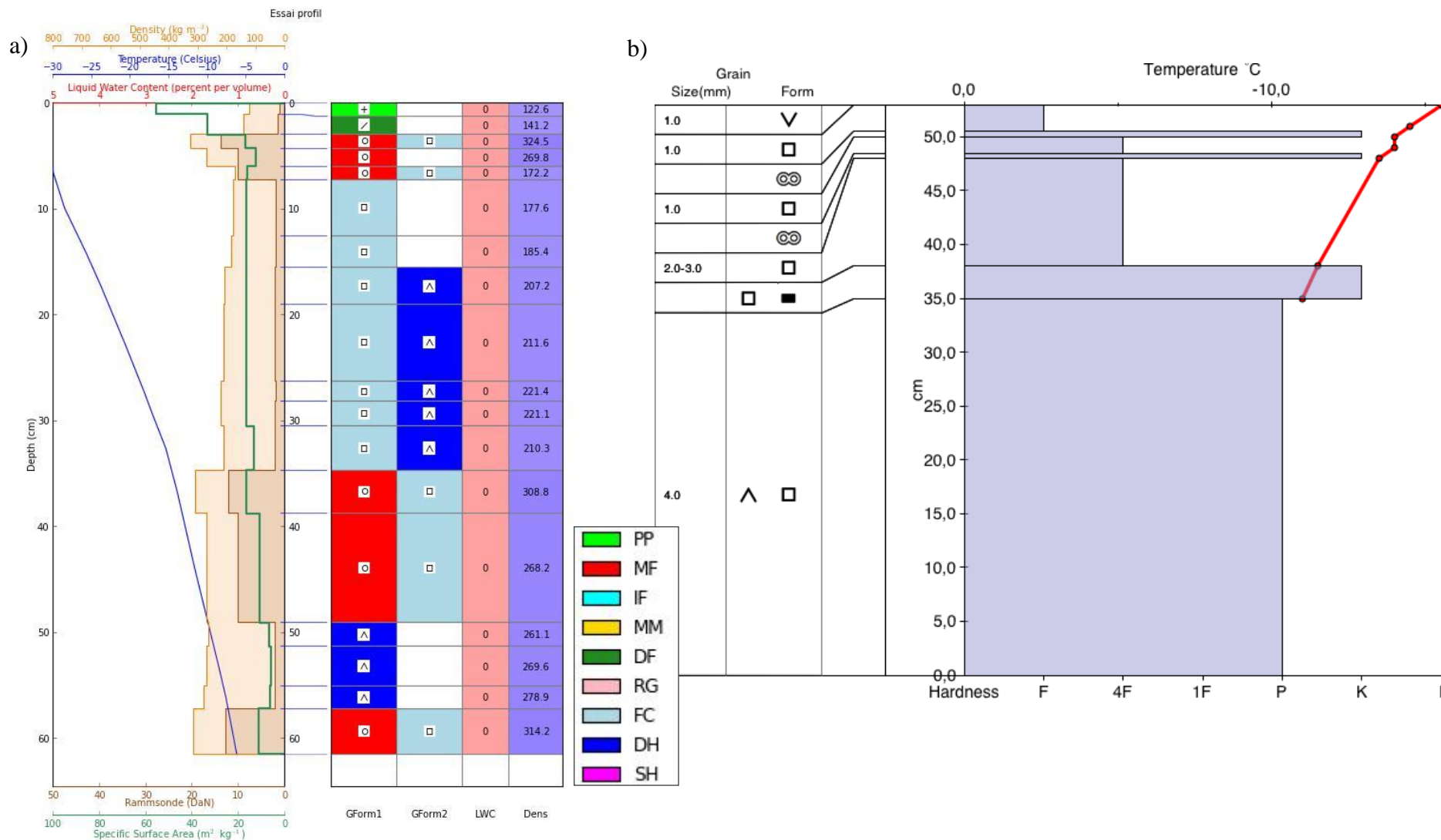
tilsvarer ØSLP i disse Crocus-profilene, J-SL, men en noe tregere vekst av kantkornet snø over J-SL. Kantkorn er ikke modellert til å være tilstede før 2.februar som sekundærkrystall og 10.februar som primær. Et refryst lag tilsvarende F-SL fra 28.februar under MN4 ble ikke observert i felt. Flere steder (f.eks KA, KE, GA) var det et svært hardt vindpakket lag i varierende tykkelse. Det ble heller ikke registrert noe spor etter smelte og refrysingen 1.-3.april, men det vindpakkete laget fra MN4 viste tegn til smelte på toppen.

Tabell 7: Oppsummering av utviklingen til Crocus snøprofilene (Schuler 2013) modellert på bakgrunn fra værdata fra Kyrkjene.

Dato	Utvikling
13.okt - 23.nov	Første snøen, under 10 cm høy
2.nov - 23.nov	Oppbygging av snødekket til om lag 30 cm. Preget av vekslende mildværsperioder med vanntilførsel og refrysing, samt fasetter helt opp til øvre skarelag fra 15.11
24.nov - 15.des	Synkende temperaturer. Svak oppbygging av snødekket til ca 35 cm og fasetter og begerkrystaller opp til nær 5 cm fra overflaten
15.des - 2.jan	Oppbygging av snødekket til om lag 60 cm, med snøoverflatetemperaturer som varierer mellom -5 og -30 C.
<b>3. jan - 5.jan</b>	<b>Mildvær og fuktig-vått (3-4%/volum) ved overflaten. Frøs før 5.januar (Figur 32)</b>
07.jan - 25.jan	Tynt dekke av nysnø før en ny kuldeperiode med lite nedbør og oppbygging av fasetter under januar-skaren. Fasetter primærkrystall oppunder J-SL, 13.jan og sekundære begerkrystaller fra 25.jan.
26.jan - 4.feb	Stigende temperaturer og oppbygging av snødekket til om lag 70 cm. Fasetter som sekundærkrystaller 3.februar.
5.feb - 10.feb	Synkende temperatur.
10.feb	Fasetter primærkrystall over januar-skaren.
11.feb - 27.feb	Snøtemperaturene begynner å stige, men store variasjoner i snøoverflatetemperaturen, mellom -2 og -20 C, samtidig som snødekket bygges opp til om lag 80 cm, og fasetter opp til nær 5 cm fra snøoverflaten
24.feb	Begerkrystall sekundærform over januarskaren
<b>28.feb</b>	<b>Fuktig-vått (4%/volum) nær toppen. Dannelse av ny skare, nysnø over. (Figur 32)</b>
1.mars - 6.mars	Relativt milde snøoverflatetemperaturer, mellom -5 og -10 med noe nedbør (ca 5cm nysnø)
1.mars	Fasetter under februar-skare
6.mars- 23.mars	Vekslende snøoverflatetemperatur mellom -10 og -20, ca 5 cm med nysnø.
14.mars	Fasetter som primærkrystall over februarskare
25.mars	Begerkrystaller helt oppunder februar-skare
23.mars -31.mars	Gradvis stigende temperaturer, og oppbygging av fasetter som sekundærform helt til overflaten
<b>1.april - 3.april</b>	<b>Fuktig-vått (3-4%/volum) ned til 30 cm dyp 1. og 2. april, frosset 4.april</b>
4.april - 12.april	Betydelige døgnvariasjoner i snøoverflatetemperatur. Variasjoner i snøtemperaturen mellom -5 og -15 C, med rundt -5 ved overflaten.
17.april	Stort sett isothermal snøpakke



Figur 32: Crocus-profiler (Schuler 2013) a) 3.januar 2013 kl 12 og b) 28.februar kl 12. Fargekode og krystallkode i hvert lag viser til samme kornform tilsvarende de internasjonale standardene (Fierz et al. 2009).



Figur 33: a) Crocus-profil fra 24.1 kl 12, samme dag som oppstart av feltperioden (Schuler 2013). Fargekode og krystallkode i hvert lag viser til samme kornform tilsvarende de internasjonale standarene (Fierz et al. 2009). a) viser sammenliknbart profil med b) som er profilet ved GC samme dagen kl 15.

## 6. Diskusjon

### 6.1 Usikkerhet

#### Usikkerhet ved målinger

##### *Snøklassifisering*

Snøklassifiseringen er subjektiv, som gir en usikkerhet i målingene. Kanskje spesielt gjelder dette håndhardhetsmålingene. Disse ble utført av samme person alle feltdagene, og det er dermed grunn til å tro at i alle fall utviklingen er mer tillitsverdig.

##### *Temperaturmålinger*

Avhengig av hvor kompleks snø-stratigrafien var, tok det mellom 30min til 1 time på hvert profil. I tillegg brukte termometeret noen ganger relativt lang tid på å stabilisere seg, spesielt ved store endringer i temperatur. Noen ganger tok dette i overkant av 1-2 minutter, og det er fare for at noe av temperaturvariasjonen skyldes at snøen i profilet rakk å tilpasse seg det nye temperaturregimet noe. Temperaturen ble imidlertid målt ca. 10-15 cm inn i snødekket, så det er antatt at man ikke har de største endringene her i løpet av hver profilundersøkelse.

Temperaturgradientene rundt skarelagene har realt sett store usikkerheter, spesielt der lagene er tynne og bare noen få millimeters målefeil vil få stor effekt. Et enkelt regnestykke til illustrasjon: En skare er 0.5 cm. Temperaturforskjellene som måles tilsvarer 0.5 °C og en gradient på 1°C/cm, eller 10 °C/10 cm. En tenkt målefeil på til sammen 5mm over og under kan gi en halvert temperaturgradient av det som er reelt. Både med tanke på avlesning av skarens tykkelse og reell avstand mellom termometerets posisjoner er ikke en slik målefeil utenkelig.

Tanken bak IR-kameraet var at man skulle få fanget opp den generelle temperaturgradienten i snødekket, og eventuelle temperaturgradienter i overgangen til skarelagene uten å gjennomføre tidskrevende temperaturmålinger med termometer. Buhler et al. (2012) viste til gode erfaringer med dette (kapittel 0). Forskningen til Schirmer og Jamieson (2013) utgitt i høst 2013, viste derimot at dette var forbundet med så store usikkerheter at resultatene ikke er til å stole på (kapittel 0). Erfaringene gjort i felt viste også

at det var svært vanskelig å lage en plan snøvegg i løpet av kort tid, spesielt der skarene var omgitt av løsere kantkorn. Skarene ble svært ujevne eller gikk lett i oppløsning der de var skjøre, og stakk enten noe ut eller inn relativt til lagene omkring. IR-dataene ble derfor ikke fokusert noe på i dette arbeidet.

Da IR-bildene ikke gav troverdige resultater og et generelt temperaturprofil nedover i snødekket mangler (kap 4.1.3), kan man ikke se om temperaturgradienten rundt skarelaget (Tabell 6) skiller seg fra de generelle temperaturgradientene i snødekket på måletidspunktet. Det gjør det også vanskeligere å sammenlikne utviklingen av temperaturgradientene gjennom sesongen.

### *Kraftmålinger*

Ved kraftmålingene blir de største usikkerhetene knyttet til treffsikkerheten i lagovergangen mellom skaren og omkringliggende lag. Dersom denne var dårlig kunne man enten få målinger som ikke representerte overgangen, men skaren eller det omkringliggende laget. De gangene det var åpenbart at man traff skaren ble nye målinger utført, men bidraget til friksjonen fra isen de gangene man kom borti uten at man merket det, forblir ukjent. Målingene kunne vært ganske tidkrevende om man traff skaren flere ganger, da man på grunn av den destruktive målemetoden (kapittel 1.1.1 - kraftmålinger) måtte det ofte graves ytterligere tilbake for uberørt snø, som kan ha hatt noe varierende snøegenskaper enn akkurat der profilet ble tatt.

Som eksemplene fra KF, KG (Figur 20), KA (Figur 28,d) og spesielt GA (Figur 22) viser, kan det til tider være relativt store sprik mellom målinger fra samme lag. Noen ganger er det trolig at disse skyldtes reelle romlige variasjoner, andre ganger målefeil nevnt i avsnittet over. Spriken i forhold til en liten endring i håndhardhet skyldes nok først og fremst ulik sensitivitet og oppløsning. Kraftmålingene har betydelig bedre oppløsning vertikalt og i lagovergangen enn det håndhardhet har. De er også mer sensitive til romlige variasjoner innad i laget. Kraftmålingene som er gjort i dette studiet, gir et inntrykk av om denne er generelt lav (rundt 5 N) eller høyere (over 10 N), der sistnevnte kan korrespondere med håndhardhet på P og K til sammenlikning (kapittel 1.1.1). Ved GD (Figur 25 og Figur 24, d og e), KE (Figur 26, d og e) og KA (Figur 28, d og e) holder målingene seg stort sett godt under 5 N både over og under ØSLP. Dette virker sannsynlig med den løsere kantkornete snøen rundt.

At målingene spesielt over skaren kan vise svært lave verdier på mellom 0 og 1 N sammenliknet med en håndhardhet på for eksempel 1F eller P (Figur 20), trenger ikke å være feil. Som nevnt har de to måle metodene ulik vertikal oppløsning. I tillegg kan man også forvente en dårligere binding i overgangen til skare enn internt i laget. Dette som følge av en langsom sintring og sublimasjon ved lagovergangen (eg. Colbeck 2001; Greene et al. 2006) (kapittel 0). Denne overgangen er ikke mulig å måle ved bruk av håndhardhet, og

## Romlig variasjon ved de ulike punktene

Som følge av de romlige variasjonene både under avsetting og senere metamorfose (beskrevet i kapittel 2.1), vil ikke snøprofilene nødvendigvis være representative for tilsvarende aspekt og kan til og med variere mye innenfor kun et par meter. Dette medfører en relativt stor usikkerhet, både med tanke på å spore en utvikling i lagene og ved sammenlikning av de ulike aspektene. Dette fordi forskjeller i snødekket innenfor kun et par meter kan gi opphav til en ulik utvikling.

Snøprofilene hadde ved de fleste punkter varierende antall individuelle skarelag i ØSLP og i avstanden mellom dem (Figur 25, Figur 27, Figur 29 og Vedlegg A). Betydningen av ett kontra flere skarelag blir en usikkerhet, i tillegg til om det er samme lag som blir målt. Spesielt kan dette ha hatt innvirkning på temperaturgradienten fra bunnen til toppen av ØSLP, da det var kantkornet snø mellom disse (kapittel 5.1) med generelt lavere varmeledningsevne enn et lag med is (kapittel .

## Menneskelige forstyrrelser

Området ved Kyrkjønøse viste seg å være et populært turområde, spesielt rundt påsketider (28.mars-1.april) da det var skispor nesten overalt i april. Det vindpakkete laget fra MN4 var ved de fleste punktene veldig hardt og forstyrrelsene har antageligvis ikke vært betydelige. Det var ingen spor i skarelagene, og det ble kun gravd profiler der det ikke var spor etter aktivitetse. Det er allikevel en mulighet for tildekking da det kom litt snø (<0.5 mm vannekvivalent) 1. og 2. april).



## 6.2 Skaredannelse

### Øvre skarelagspakke

De meteorologiske forholdene bak dannelsen av ØSLP kan antas å ha vært homogene, da skarene var tilstede ved alle punktene maksimalt 13 cm fra overflaten (Figur 8 og Tabell 4). Flere mm tykke islag ved mange av punktene sammen med det tynne overliggende snølaget av relativt ny og lett snø, gir grunn til å anta at skarelagene ble dannet i løpet av MN2 i starten av januar. Da var det i alle fall 2 dager med nedbør samtidig som lufttemperaturene var over 0 °C, og man kan anta regn. Det varierende antall individuelle skarelagene i ØSLP ved de ulike punktene, ligger bare noen cm fra hverandre og ser ut til å gå sammen i noen profiler. KA er et godt eksempel på dette (Figur 29). Der finner man hovedsakelig ett skarelag med 3-4 tydelige islag i, mens man 9.mars har tre skarelag med bare et par cm mellomrom. Dette kan forklares med en romlig variasjon i avsetning av snø mellom smeltelagene, da det blåste mellom 10 og 12 m/s samtidig som temperaturene tidvis var under 0 °C.

30.desember 2012 var det også registrert positive temperaturer, og det kan tenkes at dette kan ha fått betydning for noen av punktene kanskje spesielt de lavereliggende punktene som KG. Det hadde mange skarelag over NSLP med større avstand enn ved de andre punktene, eller KF som i allefall i januar hadde flere skarelag i ØSLP. Crocus-profilene støtter en skaredannelse mellom 3.-5.januar og mildværet 30.desember ser av disse profilene ikke ut til å ha fått noen effekt i modellen.

### Lite dannelse av nye skarelag

Ved punktene ble det registrert lite dannelse av nye skarer etter første besøk (24. og 25.januar), men noe overflatesmelte over det vindpakkete laget fra MN4, samt et tynt islaget ble observert rett over ØSLP i mars ved GB (kapittel 0). Sistnevnte er mest sannsynlig det samme tynne laget som ble registrert som et 1mm tynt, noe hardere lag ved ca samme avstand i februar. Som følge av en forventet høyere kapillærhet og lavere permeabilitet (Colbeck 1991) kan dette laget ha trukket til seg fuktighet gjennom periodene med varmere temperaturer og lavere temperaturgradienter i forkant av uværet MN4 (Figur 8).

Selv ikke ved de sørvendte helningene med solfylte dager i både mars og april ble det registrert noen utpreget solskare ved punktene, bare en antydning til et 1mm tykt antagelig vindpakket eller delvis solsmeltet lag i april. Ved GC var det antydninger til solskaredannelse,

men ikke noe tydelig, og dette kan nok skyldes de store kornstørrelsene man hadde her, da store kornstørrelser vil trenge lengre tid til å binde seg til hverandre (kapittel 0).

Varmeperiodene MN3 og MN4 hadde relativt kortvarige perioder med positive temperaturer sammenliknet med kuldeperiodene (Figur 8). MN3 snek maksimumstemperaturen seg så vidt over 0 en dag. Selv om maksimumstemperaturene i MN4 var nær 0 °C og 1-2 °C over tre dager, var det betydelige døgnvariasjoner i store deler av denne perioden, med temperaturer ned mot -15 til -20 °C. Dette var trolig ikke tilstrekkelig for smelte ved punktene, som ligger 100-300 meter høyere enn værstasjonen. Dette kan forklare fravære av nye skarelag ved profilpunktene, i motsetning til Crocus-profilenes februar-skarelag (F-SL) (Figur 32, Tabell 7). Ved flere av punktene hadde man imidlertid det kraftig vindpakkete laget, der de milde temperaturene sammen med den sterke vinden antagelig har medvirket til en effektiv binding mellom krystallene (kapittel 0).

Smelteperioder i April med fuktig snø ned til 30 cm dyp modellert for 1. og 2. april i Crocus-plottene (Tabell 7) så man imidlertid lite til ved punktene. 3-4 %/volum tilsvarer kun litt vann som en menisk mellom krystallene og kan så vidt sees i en lupe (McClung og Schaerer 2006). Dette kan ha bidratt til en delvis sammenfrysning av krystallene da temperaturene sank igjen. Hvis en slik smelte og refrysning har nådd fasettene over ØSLP, er dette mest sannsynlig i de områdene som ikke hadde et hardt vindpakket lag fra MN4, da fuktigheten trolig ikke hadde penetrert dette laget med relativt lav permeabilitet.

## **6.3 Tilstedeværelse av kantkornet snø rundt skarelagene**

### **Dannelse**

Et kantkornet lag som ble observert under ØSLP ved alle punktene (Tabell 4), i motsetning til laget over ØSLP, kan tyde på en mer homogen kantkornet vekst under skarene over et større område. Som beskrevet i kapittel 0, kan den reduserte damptransporten gi kantkornet vekst ved tilstrekkelig overmetning selv ved lavere temperaturgradienter (Colbeck 1983). Kantkornet snø under skaren er derfor ikke uventet ut i fra den svært kalde perioden, K2 i etterkant av skaredannelsen (Figur 8). De lave lufttemperaturene nede i -30 °C på det laveste og snøtykkelser på mindre enn 1 meter, har antagelig gitt store temperaturgradienter i snødekket. Som følge av inversjon har lufttemperaturene antagelig ikke vært like lave som de målt ved værstasjonen, men kan likevel ha vært betydelige på et snødekket på under 1 m.

Egenskapene til det tynne snødekket over ØSLP ved Galden og KA og KE skiller seg litt fra de andre punktene ved Kyrkjønse 25.januar. Mens de førstnevnte har et tynt lag av kantkornet snø over ØSLP og under nysnøen, er det kun observert et lett lag av nysnø ved de andre punktene (Tabell 4). Kantkornet snø ble her registrert først ved andre besøk 27.januar (kapittel 5.2). En grunn kan være at snøen har ligget noe lenger ved Galden-punktene, KA og KE enn ved de andre punktene, som det ser ut til at fikk dannet kantkorn over ØSLP i løpet av 2 til 3 dager.

Det tynne snødekket over alle skarene, totalt snødekke på under en meter og lave lufttemperaturer har trolig gitt gradienter som overgår det som anses som den kritiske grensen for kinetisk vekst,  $10\text{ }^{\circ}\text{C/m}$  og bidratt til dannelse av kantkornet snø også over ØSLP ved alle punktene (utenom KG og KF). Av Tabell 4 kan man se at det var en relativt sterk negativ temperaturgradient fra snøoverflaten til toppen av skarelaget de fleste steder. Dette kan også ha bidratt til en vanndampstransport nedover og økt kantkornet vekst i møte med skarelaget (Greene et al. 2006), da snødekket over var under 10 cm. Fraværet av kantkornet snø over ØSLP ved KG og KF lar seg ikke så lett forklare. Punktene lå lavere enn de andre stedene, men samtidig var det observert kantkornet snø ved værstasjonen allerede 28.januar (Tabell 4).

## Utviklingen

Som tidligere nevnt (kapittel 0) er det lettere å forklare en vekst av krystaller under skarelag ved temperaturgradienter på grunn av dampspærren den representerer. Utviklingen var generelt lik over og under ØSLP (Tabell 5), men de største kornstørrelsene var å finne under. Ved KG og KF der det ikke ble observert velutviklede fasetter før i mars, var de under stort sett godt utviklet, og kan tyde på at man under skaren hadde tilstrekkelig overmetning for kinetisk vekst, mens man ikke hadde det over.

I de neste avsnittene blir utviklingen av kornstørrelse og håndhardhet rundt ØSLP diskutert med utgangspunkt i været og overliggende snøtykkelse.

### *Betydning av overliggende snøtykkelse*

Utviklingen i hardhet over ØSLP viste liten grad av påvirkning fra overliggende snø, og motstand til kompaksjon er en av karakteristikkene til fasetterte korn beskrevet i litteraturen

(kapittel 0). Den vertikale lenkingen av kantkornene som av utbredt kan også ha bidratt til en ekstra stor kompaksjonsmotstand (Staron et al. 2012). Ved KE er dette spesielt tydelig, da det ikke var noen merkbar endring i hardheten til tross for det tykke, tunge og svært harde overliggende laget fra MN4 (Figur 27). Kornstørrelsene så til og med ut til å ha vokst her mellom mars og 4.april (Figur 26). Selv om KA kun hadde noen få cm tykt «stormlag» og om lag 20 cm mindre overliggende snø, viste de to punktene en nokså lik utvikling (Figur 26 og Figur 28) av uendret hardhet. Økningen i kornstørrelse hadde man imidlertid ikke ved KA, selv med vesentlig lavere overliggende snøtykkelse. Kanskje kan en høyere konduktivitet i det velbundete stormlaget (kapittel 2.3) hatt en innvirkning? Det kan ha bidratt til større en større temperaturgradient lenger nede i snøen enn det man skulle forvente fra den overliggende snøtykkelsen sammenliknet med lavere snø. Om snøen over kantkornene ved KA hadde dårlig varmeledningsevne, kan dette kanskje forklare en vekst av krystaller ved KE og ikke KA.

Alle punktene utenom GA, GD, KB har en økning i krystallstørrelse over ØSLP fra februar til mars (Tabell 5). Økningen har ikke vært på mer enn 1 mm og noen steder kun 0.5mm, men kan tyde på at noe har skjedd i løpet av den perioden, som har fått en betydning på krystallveksten de fleste plassene. Ut i fra værdataene (Figur 8) ser man at det i perioden spesielt før MN4, men også etter dette, var døgnvariasjoner på om lag 15 grader °C. Disse har antagelig gitt opphav til skiftende retning på temperaturgradienten og påfølgende vanndampstransport. I februar var overliggende snødekke kun 20 cm ved KF, KA og KE, som var blant punktene med størst vekst. Har denne transporten nådd skarene kan man ha fått en opphopning av vanndamp og dersom overmetningen ble tilstrekkelig: en videre kinetisk vekst i møte med ØSLP (kapittel 0).

### *Temperaturgradient*

Da det IR-kameraet ikke egnet seg så godt i denne sammenhengen, er det ikke mulig å si noe om en potensiell økt temperaturgradient rett i overgangen mellom skarene og omkringliggende lag var tilstede. (Greene et al. 2006; Greene 2007) observerte ikke noen økning i temperaturgradienten rett over eller under skarelaget med en måleavstand på bare 1 cm, som de hevder kan skyldes for dårlig oppløsning eller at denne effekten ikke er tilstede. En finere oppløsning enn 1 cm kan være svært vanskelig å gjennomføre i felt. Spesielt i lag av

kantkornet snø som ofte er porøse dårlige bindinger gjør at et termometer ikke sitter så godt i snøen. Som nevnt i kapittel 0, kan små millimeters feil få store utslag i gradienten ved avstander på rundt 1 cm. En mulighet er å ha temperatursensorer fastmontert i en gitt avstand på en pinne, så man vet nøyaktig avstand mellom målingene.

Oppbyggingen av fasetter og begerkrystaller i lenker som ble observert både over, mellom og under skarene i ØSLP skyldes antagelig det Staron et al. (2012) beskriver som en bevegelse mot termodynamisk likevekt og mer effektiv varmetransport (kapittel 0). Dette har antakelig gitt en foretrukket bindingsvekst i retningen for varmetransport på bekostning av de i horisontal retning (Satyawali 1999) og fortsatt potensiell ustabilitet parallelt med skråningen.

## Romlige variasjoner

### *Varierende overliggende snøtykkelse og total snøhøyde*

Variasjonene i total og overliggende snøhøyde mellom første og andre feltbesøk ved GA og KE i april, ser ut til å ha fått en betydning for kornstørrelsen (Figur 22 og Figur 26 og kapittel 0). Total og overliggende snøhøyde varierer med nærmere 30 cm mellom 4. og 6.april ved KE, uten noe avsatt snøfall i mellom. Ellers ser snøhøydene ut til å ha vært stort sett konstante fra mars (Figur 27, e-g). GA har også en liknende variasjon i mars og april, der man 14.mars og 5.april hadde nesten ca 20 cm mer overliggende snø (Figur 23, c-f). Begge steder var det en forskjell i kornstørrelser over ØSLP (også under ved KE), med opptil 2mm. En halvering av kornstørrelsene av velutviklede kantkorn og begerkrystaller ved KE og GA på bare 3 dager virker usannsynlig (kapittel 0). Et tykkere overliggende snødekke som følge av småskala romlig variasjon i vindavsetning, kan ha resultert i en lavere temperaturgradient. Dette har antageligvis bidratt til en generelt lavere krystallvekst der profilene ble gravd ved andre feltbesøk i april, sammenliknet med profilet fra første besøk i april (c - f i Figur 27).

### *Snøforhold før skaredannelse*

Under ØSLP ved GA viser Figur 23 en betydelig hardhets- og kornstørrelsesforskjell fra februar til mars og april på 4F til K- og 1-2mm til 0.5-1mm. At ØSLP også er skjørere i februar i motsetning til der H1 ligger rett under ØSL (Figur 23), kan indikere ulike snøforhold

ved skaredannelsene mellom punktet for februarprofilet og de andre. Man forventer en kraftigere skaredannelse i mer tettpakket snø med mindre porerom og lavere permeabilitet, der vann har en tendens til å konsentrere seg (Colbeck 1991) (kapittel 0) og dermed få dannet tykkere og antageligvis hardere lag ved refrysing. Det kan se ut som at den betydelige hardhetsøkningen under ØSLP ved GA i mars skyldes romlige variasjoner av et lettere snølag avsatt over H2 før ØSLP ble dannet (se Figur 23). Veksten av fasetterte krystaller er også avhengig av porestørrelsen da små porer kan forhindre vesentlig vekst (Marbouty 1980; Miller et al. 2003). Det vil si at snøen kan ha vært løsere og med større porerom ved dannelsen av ØSLP der februar-profilet ble tatt. Det kan ha gjort snøen mer egnet for kantkornet vekst enn ved de andre profilpunktene til GA. Samtidig kan skaren ha blitt skjørere, i mangel på konsentrasjon i et tettere lag. I mars og april ser H2 til å være godt sintret og befinner seg rett under ØSLP, med tilsynelatende god binding til skaren. Dette viser betydningen av sintring og kornstørrelse av tilstedeværende snø ved dannelse av skarelag for både tykkelse og hardhet av skare, samt dårlig utgangspunkt for dannelse av fasetter under. Det indikerer at aspekt med tanke på snøavsetning og pakking ved sterkere vind i forkant av skaredannelse kan ha en stor betydning for utviklingen under skaren, og bør tas med i beregningen i senere studier. Selv om porerommet har en betydning for hastigheter for fasettering, er temperaturgradienten i følge McClung og Schaerer (2006) av størst betydning. Undersøkelser av utvikling under skarer over tettere lag som utsettes for høye temperaturgradienter, liknende det arbeidet Marbouty (1980) gjorde for snø, kunne derfor ha vært interessant. Solskaren som ble observert i vindpakket snø, kan tyde på at liknende forhold med godt sintret snø og generelt høyere tetthet kan få betydning ved solskaredannelse (kapittel 0).

## 6.4 Stabilitet

Fra dataene i RegObs.no (2012/2013) fra området ser man at kantkornet snø rundt ØSLP forblir betydelige svake lag gjennom sesongen og er knyttet til flere snøskred og utslag på stabilitetstester. Det store skredet ved Galden i mars som krysset RV 53 ser ut til å ha hatt en liknende snøstratigrafi som GA (Figur 23) og GB, med et hardt lag under skarelaget og kantkorn langs toppen. I litteraturen er det stort sett de overliggende lag av fasetter over et

skarelag som blir sett på som de mest kritiske for snøskreddannelse (Jamieson 2006) og er ofte de som har vært fokuset i undersøkelser av utvikling. Dette avhenger imidlertid av bæreevnen til skarelaget. Har man et skarelag som gir etter for trykk kan det tenkes at et slikt lag kan bidra til en flakdannelse i løsere lag som trolig ikke ville dannet flak selv (Moner et al. 2008). I tillegg vil et underliggende svakt lag i en større grad kunne beskyttes mot infiltrering av smeltevann og potensiell refrysing. Samtidig det økte vanndampstrykket som følge av dampspærren skarelaget representerer, kan gi videre fasettering, selv om ikke temperaturgradienten i snødekket ikke skulle tilsi en slik vekst. I dette arbeidet har hardheten og tykkelsen og (indirekte) bæreevnen til skarelaget til en viss grad vært betinget av antall individuelle skarelag fra dannelses-perioden og tilstedeværelse av islag. Der man hadde kun ett lag med tydelige islag var dette ofte tykt, hardt og viste lite tegn til å bli skjørere i løpet av sesongen (kapittel 0). Tilstedeværelsen av islag kunne variere innenfor hvert punkt, men der man ikke så noe tydelig islag, var skarene som regel skjørere, spesielt utover sesongen. Der det var flere skarelag var det velutviklede fasetter mellom dem og ofte ett eller flere som var svakere, og rekkefølgen deres kan dermed ha en effekt på stabiliteten.

Lenkene av fasetter og begerkrystaller kan som Staron et al. (2012) beskriver, være motstandsdyktige mot en kompresjon, men dårlig bundet parallelt med skråningen (Satyawali 1999) og dersom overliggende vekt blir for stor kan et kollaps forplante seg over store avstander og gi opphav til store flakskred(Staron et al. 2012).

## 6.5 Forbedring

### Valg av målepunkter

Det var ikke mulig å se noen betydningsfulle forskjeller mellom utviklingen i forhold til aspekt i henholdsvis sør-vestlige og nord-østlige helninger (Tabell 5). Det var heller ikke mulig å se noen særlig trend i forhold til høyde over havet. Dette skyldes antagelig at punktene lå relativt nærme hverandre både vertikalt og horisontal. For å undersøke forskjeller mellom ulike aspekt trengs det antagelig mer utpreget terreng for potensielt å finne større forskjeller mellom punktene. Helningen var stort sett under 15 °, som ofte minket utover vinteren som følge av snøavsetning. I tillegg var flere av punktene del av mindre terrengformasjoner i mikroskala (10-100 meter) og nær fjellrygg eller raske endringer i helning. For å se større effekter av høydeforskjeller og endringer i lufttemperatur og mildvær, burde man hatt en større vertikalavstand (>500 m) mellom punktene.

Å finne egnede målepunkter kan være svært utfordrende, da det er mange hensyn å ta. For å undersøke forskjeller aspektene i mellom trengs det mer utpreget topografi med noe større helninger enn man hadde i dette studiet. Samtidig må man passe på at det ikke er områder der man selv kan bli tatt av snøskred, verken i skråningen man oppholder seg i eller overliggende skråninger. For å muliggjør hyppige besøk bør de være rimelig lett tilgjengelige. For en mest mulig kontinuerlig skaredannelse og minst mulig romlig variasjoner er egenskapene som (Buhler et al. 2012) la vekt på med en jevn skråning og likt underlag, samt prøve å unngå steder med trær eller utpregete lokale vindregimer med stor avsetning av snø. Det er anbefalt å velge ut områdene og punktene før snøen kommer, så man har mer kontroll på skråningen og underlaget, og som (Buhler et al. 2012) rådet til: å forhøre seg med lokalkjente folk for mest mulig informasjon om de lokale vindregimene og så man kan unngå stor dumping av snø.

### Større detaljnivå evt til senere arbeid/annerledes

Skaretykkelse burde angis mer nøyaktig, da man får mulighet til å studere sammenhengen mellom tykkelsen på skaren og helningen, eller aspekt i forhold vindretning under regnskaredannelse. Et tynnere og grunnere skarelag er å forvente ved større helninger enn slakere og aspekt som heller mot vindretning under regneventer er forventet å ha noe tykkere skare (Jamieson 2006).



Snøtemperaturene bør måles omlag hver 10 cm, som man vanligvis gjør innen snøprofil-registreringer. Da ville det være lettere å se om temperaturgradientene rundt skarelagene skiller seg ut fra den generelle gradienten i dekket på måletidspunktet som følge av effekten til temperaturvariasjonene ved snøoverflaten nedover i snødekket. I tillegg kunne det ha vært interessant å måle temperaturgradienten over de fasetterte lagene rundt skaren (fra bunn til topp), for å kunne undersøke utviklingen og effekten av en potensiell lenking som man antar vil bidra til en mer effektiv varmetransport og lavere temperaturgradient med tiden. (Greene et al. 2006; Greene 2007) observerte ikke noen økning i temperaturgradienten rett over eller under skarelaget med en måleavstand på bare 1 cm, som de hevder kan skyldes for dårlig oppløsning eller at denne effekten ikke er tilstede. En finere oppløsning enn 1 cm kan være svært vanskelig å gjennomføre i felt. Spesielt i lag av fasetter, som ofte er porøse og kan tilpasse seg lufttemperaturen fort, samtidig som dårlige bindinger ikke så lett holder på et termometer, eller noen få millimeters feil kan få store utslag i gradienten.

For mer pålitelige målinger ved bruk av kraftmåleren, trenger man nok mer tid til å gjennomføre målingene og i tillegg øve mer på metoden før den blir benyttet. Mest mulig homogent snødekke vil også gi mer pålitelige resultater.

## 7. Konklusjon

Mildvær kombinert med regn over flere dager i starten av januar, bidro til dannelsen av velutviklede skarelag ved alle punktene ved Filefjell. En påfølgende kuldeperioden førte til kantkornet vekst i forbindelse med skarelagene ved alle punkter. De fleste steder var krystallene tilstede både over og under skarelaget, men de var generelt bedre utviklet med større kornstørrelser i underliggende lag. Dannelsesetidspunktet av kantkornet snø over skarelagene varierte ved noen punkter, men kan ikke forklares basert på våre observasjoner.

Skarelagene fra januar og de omkringliggende kantkornene var tilstede i snødekket gjennom hele sesongen. Fra skredobservasjoner og stabilitetsvurderinger, ser de også ut til å ha vært betydelige svake lag i området, med brudd både i overliggende og underliggende lag. Generelt viste de velutviklede kantkornete lagene med kornstørrelser på om lag 2 mm og mer, liten effekt av kompaksjon. Selv under lag av svært stor tetthet etter sterk vinddrift. Lenking av krystallene var betydelig, og har antagelig bidratt til den store motstanden mot kompaksjon. Heller ikke de kortvarige varmeperiodene i løpet av vinteren ser ikke ut til å ha vært tilstrekkelig til å bidra til noen betydelig stabilisering av lagene med velutviklede kantkorn, da hardheten stort sett varierte lite gjennom sesongen.

Det ser ut til at ulike snøforhold ved skaredannelse som varierende vindavsetninger og sintring kan gi betydelige forskjeller i utviklingen innenfor bare et par meter. Det antas at skaren blir tykkere og bedre utviklet der snøen har vært godt sintret. Dette kan også få innvirkning på en potensiell fasettering av snøen under skarelaget. Er denne kompakt med lite porerom, kan en kantkornet vekst begrenses under laget. På grunn av slike variasjoner kan egenskaper som hardhet og tykkelse av skarelag fra mer kortvarige smelteperioder variere mye i rommet. Mer langvarige mildværsperioder som ved Filefjell i starten av januar er ikke like betinget av snøforholdene ved skaredannelsen, og kan gi opphav til dannelse av utbredte skarelag over store områder.

Det var ikke mulig å se noen vesentlig forskjell i utvikling mellom de ulike punktene med tanke på aspekt og høyde over havet. Det skyldes antagelig for lite utpreget topografi blant profilpunktene. Nøye planlegging av punkter før snøfall anbefales, da det sannsynligvis vil redusere de romlige variasjonene internt i hvert punkt. Det vil gjøre en undersøkelse av utviklingen mye mindre usikker.



## 8. Referanser

- Adams, E. og Brown, R. 1983. Metamorphism of dry snow as a result of temperature gradient and vapor density differences. *Ann Glaciol* 4, 3-9.
- Barlow, J. 2013. *Mathematical Modelling of Snow* 2002. Tilgjengelig fra: [http://www.enm.bris.ac.uk/teaching/projects/2002\\_03/jb8355/introduction.html](http://www.enm.bris.ac.uk/teaching/projects/2002_03/jb8355/introduction.html) (19.12 2013).
- Birkeland, K.W. 1998. Terminology and Predominant Processes Associated with the Formation of Weak Layers of Near-Surface Faceted Crystals in the Mountain Snowpack. *Arctic and Alpine Research* 30, 193-199.
- Birkeland, K.W., Johnson, R.F. og Schmidt, D.S. 1998. Near-Surface Faceted Crystals Formed by Diurnal Recrystallization: A Case Study of Weak Layer Formation in the Mountain Snowpack and Its Contribution to Snow Avalanches. *Arctic and Alpine Research* 30, 200-204.
- Borstad, C.P. og McClung, D.M. 2011. Thin-blade penetration resistance and snow strength. *Journal of Glaciology* 57, 325-336.
- Buhler, R., Bellaire, S. og Jamieson, B. 2012. Tracking Melt-Freeze Crust Evolution. *International Snow Science Workshop*, Anchorage, Alaska, 84-91.
- Colbeck, S.C. 1983. Theory of Metamorphism of Dry Snow. *J Geophys Res* 88, 5475-5482.
- Colbeck, S.C. 1991. The layered character of snow covers. *Rev Geophys* 29, 81-96.
- Colbeck, S.C. 1997. *A Review of Sintering in Seasonal Snow*. Cold Regions Research Laboratory. 11 s.
- Colbeck, S.C. 1998. Sintering in a dry snow cover. *Journal of Applied Physics* 84, 4585-4589.
- Colbeck, S.C. 2001. Sintering of unequal grains. *Journal of Applied Physics* 89, 4612-4618.
- Colbeck, S.C. og Jamieson, B. 2001. The formation of faceted layers above crusts. *Cold Regions Science and Technology* 33, 247-252.
- Curl, H., Jr., Hardy, J.T. og Ellermeier, R. 1972. Spectral Absorption of Solar Radiation in Alpine Snowfields. *Ecology* 53, 1189-1194.
- Fierz, C. 1998. Field observation and modelling of weak-layer evolution. *Annals of Glaciology* 26, 7-13.
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K. og Sokratov, S.A. 2009. *The International classification for seasonal snow on the ground. IHP-VII Technical documents in Hydrology* Paris: IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP.

- Fukuzawa, T. og Akitaya, E. 1993. Depth-hoar crystal growth in the surface layer under high temperature gradient. *Annals of Glaciology* 18, 39-45.
- Glad, P.A. 2013. *Filefjell - Kyrkjestølane (073.Z). Grunnvanns- og markvannsundersøkelser. Tilstandsoversikt 2011-12*. Norges Vassdrags- og Energidirektorat 2013. Tilgjengelig fra: [http://webby.nve.no/publikasjoner/oppdragsrapportA/2013/oppdragsrapportA2013\\_02.pdf](http://webby.nve.no/publikasjoner/oppdragsrapportA/2013/oppdragsrapportA2013_02.pdf) (16.12 2013).
- Greene, E. og Johnson, G. 2002. Characterization of a deep slab instability. *Proceedings ISSW*, 491-498.
- Greene, E.M. 2007. *The thermophysical and microstructural effects of an artificial ice layer in natural snow under kinetic growth metamorphism*. PhD Thesis, Geosciences, Colorado State University.
- Greene, E.M., Schneebeli, M. og Elder, K. 2006. The microstructural effects of kinetic growth metamorphism in a layered snow structure, Tilgjengelig fra: <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/issw-2006-022-026.pdf> (01.11.2013).
- Habermann, M., Schweizer, J. og Jamieson, J.B. 2008. Influence of snowpack layering on human-triggered snow slab avalanche release. *Cold Regions Science and Technology* 54, 176-182.
- Jamieson, B. 2004. Between a slab and a hard layer: Part 1–Formation of poorly bonded crusts in the Columbia Mountains. *Avalanche News* 70, 48-54.
- Jamieson, B. 2006. Formation of refrozen snowpack layers and their role in slab avalanche release. *Reviews of Geophysics* 44, RG2001.
- Jamieson, B., Geldsetzer, T. og Stethem, C. 2001. Forecasting for deep slab avalanches. *Cold Regions Science and Technology* 33, 275-290.
- Jamieson, B. og Langevin, P. 2004. Faceting above crusts and associated slab avalanching in the Colombia Mountains. *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, 1-9.
- Jamieson, J. og van Herwijnen, A. 2002. Preliminary results from controlled experiments on the growth of faceted crystals above a wet snow layer. *Proceedings International Snow Science Workshop, Penticton BC, Canada*, 337-342.
- Johnson, G. og Jamieson, B. 2000. Strenght changes of layers of faceted snow crystals in the Columbia and Rocky Mountain Snowpack Climates in Couthwestern Canada. *Presented at the International Snow Science Workshop, Big Sky*.
- Kronholm, K. 2004. *Spatial variability of snow mechanical properties with regard to avalanche formation*. PhD Thesis, University of Zürich, Zürich, Switzerland. 192 s.
- Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M. og Raderschall, N. 2008. Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resources Research* 44, W07404, 1-19.

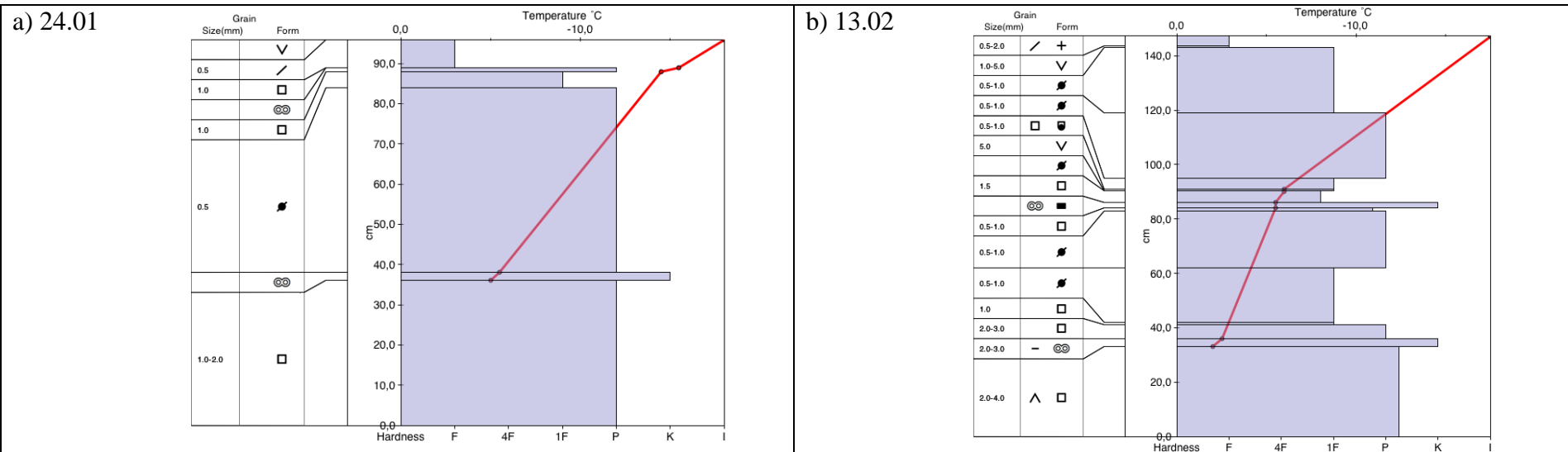
- Marbouty, D. 1980. An experimental study of temperature gradient metamorphism. *Journal of*.
- McClung, D. og Schaerer, P. 2006. *The avalanche handbook* 3. utg: The Mountaineers Books. 338 s.
- Miller, D.A., Adams, E.E. og Brown, R.L. 2003. A microstructural approach to predict dry snow metamorphism in generalized thermal conditions. *Cold Regions Science and Technology* 37, 213-226.
- Moner, I., Gavalda, J., Bacardit, M., Garcia, C. og Martí, G. 2008. Application of the field stability evaluation methods to the snow conditions of the eastern Pyrenees. *Proceedings of the 2008 International Snow Science Workshop, Whistler, BC*, 386-392.
- Pinzer, B.R. og Schneebeli, M. 2009. Snow metamorphism under alternating temperature gradients: Morphology and recrystallization in surface snow. *Geophys Res Lett* 36, L23503.
- RegObs.no. 2012/2013. *Snøregistrenger for Jotunheimen og Hemsedalsfjella. Tilgjengelig fra:* <http://www.regobs.no/Search/Search?GeoHazard=10&SelectedTypes=-1&SelectedTypes=11&SelectedTypes=25&SelectedTypes=26&SelectedTypes=27&SelectedTypes=28&SelectedTypes=30&SelectedTypes=32&SelectedTypes=22&SelectedTypes=23&SelectedTypes=29&SelectedRegions=123&SelectedR> (04.03.2013-16.12.2013).
- Satyawali, P.K. 1999. Bond growth under temperature gradient. *Defence Science Journal* 49, 363-370.
- Schirmer, M. og Jamieson, B. 2013. Limitations of using a thermal imager for snow pit temperatures. *The Cryosphere Discuss* 7, 5231-5253.
- Schuler, D.V. 2013. *Snømodelleringer for Filefjell ved bruk av snømodellen Crocus*: Meteorologisk Institutt.
- Schweizer, J., Jamieson, B. og Schneebeli, M. 2003. Snow avalanche formation. *Reviews of geophysics* 41, 1016.
- Schweizer, J. og Jamieson, J. 2001. Snow cover properties for skier triggering of avalanches. *Cold Regions Science and Technology* 33, 207-221.
- Schweizer, J., Kronholm, K., Jamieson, J.B. og Birkeland, K.W. 2008. Review of spatial variability of snowpack properties and its importance for avalanche formation. *Cold Regions Science and Technology* 51, 253-272.
- Seligman, G. 1936. *Snow structure and ski fields*, (Reprint 1962) London: Macmillan. 555 s.
- Shapiro, L.H., Johnson, J.B., Sturm, M. og Blaisdell, G.L. 1997. *Snow mechanics: review of the state of knowledge and applications*. DTIC Document.

- Staron, P.J., Adams, E.E. og Miller, D.A. 2012. FORMATION OF DEPTH HOAR RESULTING FROM THERMAL OPTIMIZATION OF SNOW MICROSTRUCTURE. *International Snow Science Workshop*, Anchorage, Alaska.
- Stranden, H.B. og Grønsten. 2011. *Filefjell snøforskningsstasjon. Evaluering av måledata for snø for sesongene 2009/2010 og 2010/2011*. Norges vassdrags- og energidirektorat. 65 s.
- Sturm, M. og Benson, C. 2004. Scales of spatial heterogeneity for perennial and seasonal snow layers. *Annals of Glaciology* 38, 253-260.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M. og Morris, K. 1997. The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology* 43, 26-41.
- Thorsnæs, G. og leksikon, S.n. 2013. *Filefjell*. Store norske leksikon 2010. Tilgjengelig fra: <http://snl.no/Filefjell> (1. oktober 2013).
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Moigne, P.L., Martin, E. og Willemet, J.-M. 2012. The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7. 2. *Geoscientific Model Development* 5, 773-791.
- Xgeo.no. 2013. *Normal nedbørsum for året (1971-2000)* 2013. Tilgjengelig fra: <http://www.xgeo.no/index.html?klima> (18.12 2013).
- Yosida, Z. 1955. Physical Studies on Deposited Snow I. *Contributions from the Institute of Low Temperature Science*, 19-74.

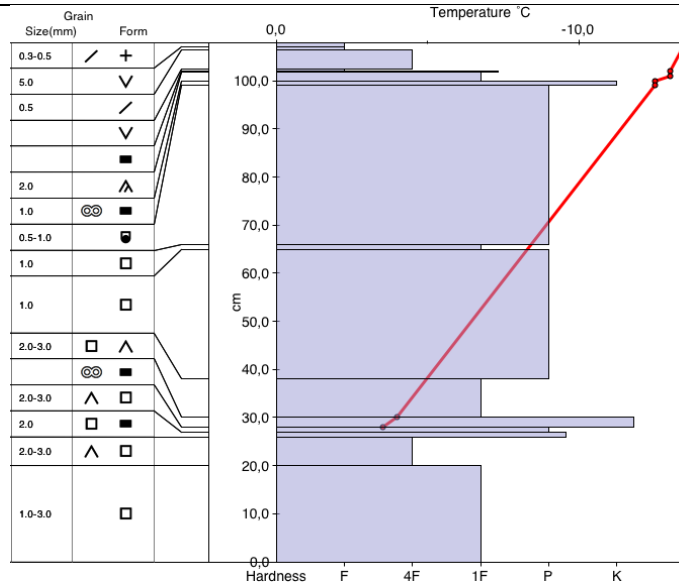
## **Vedlegg**



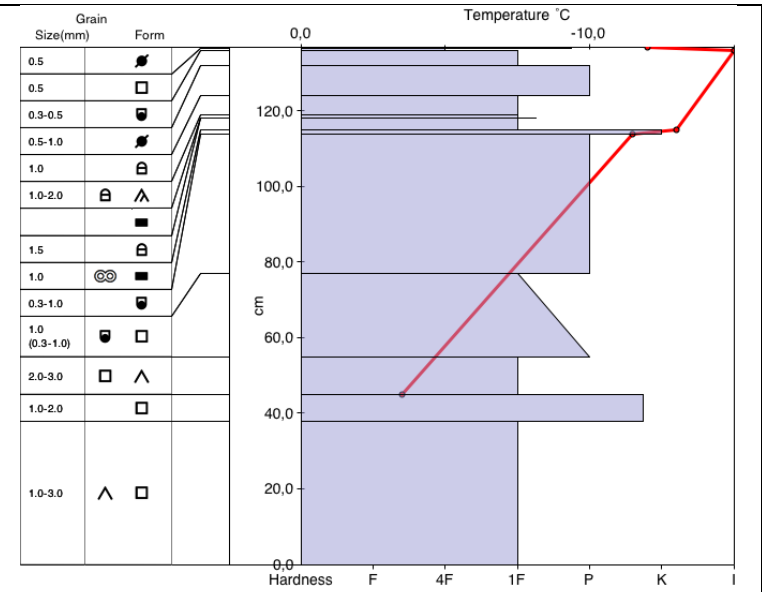
Vedlegg A – Snøprofiler



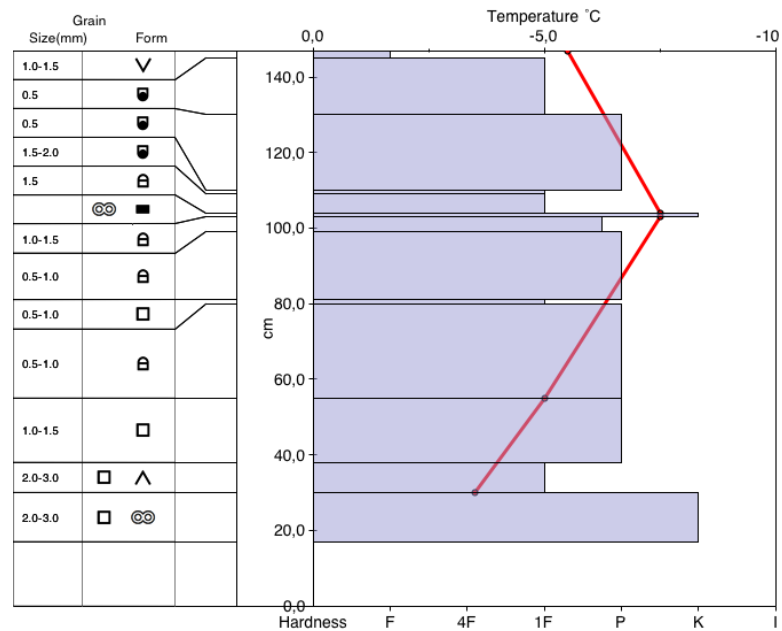
c) 11.03



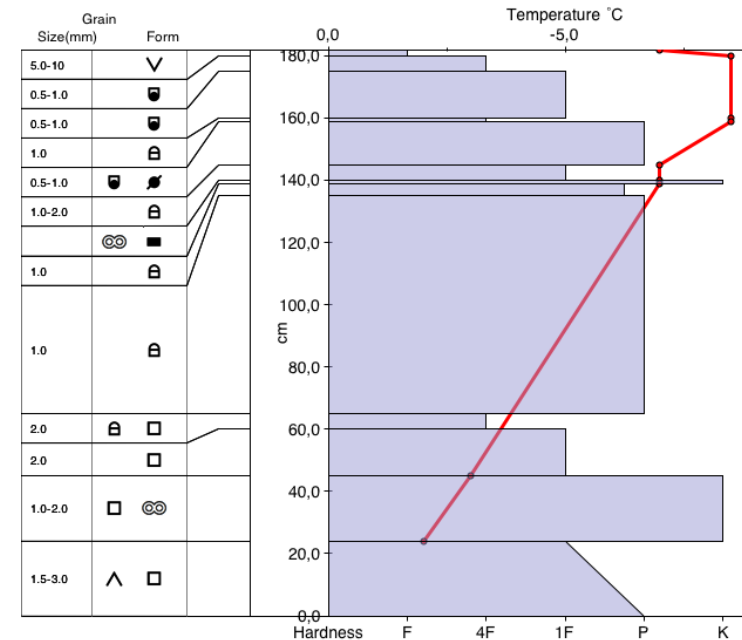
d) 14.03



e) 05.04

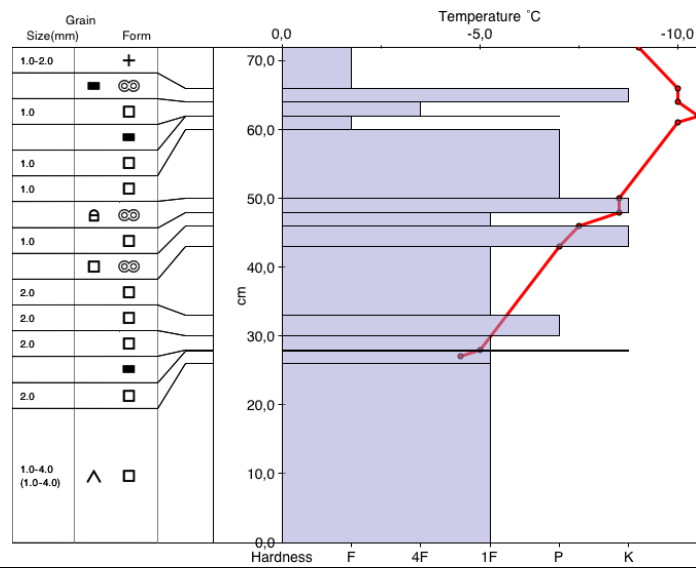


f) 08.04

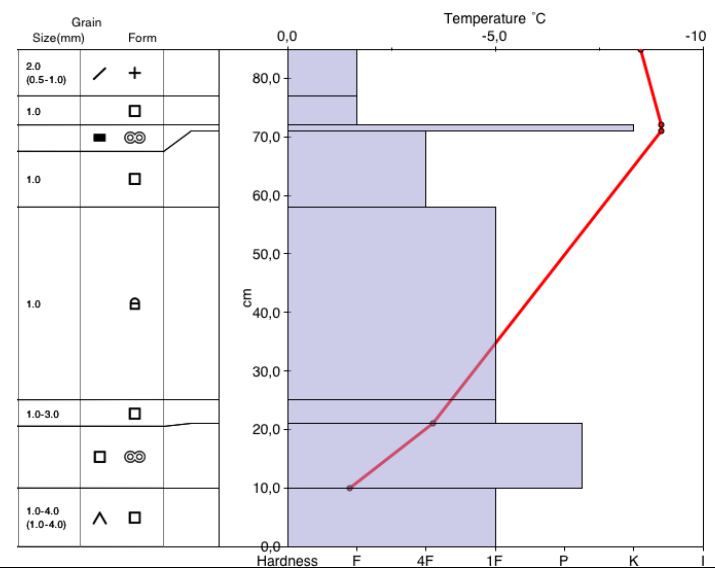


Figur 34: Snøprofiler fra Galden B

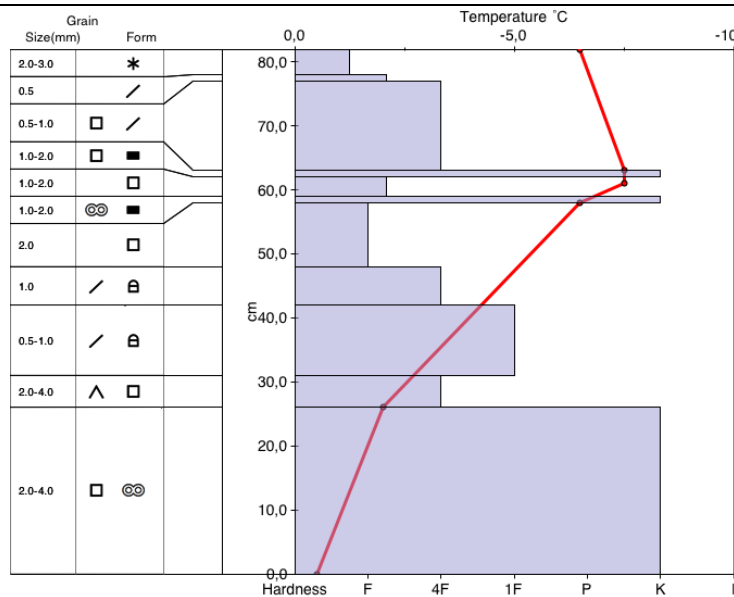
a) 25.01



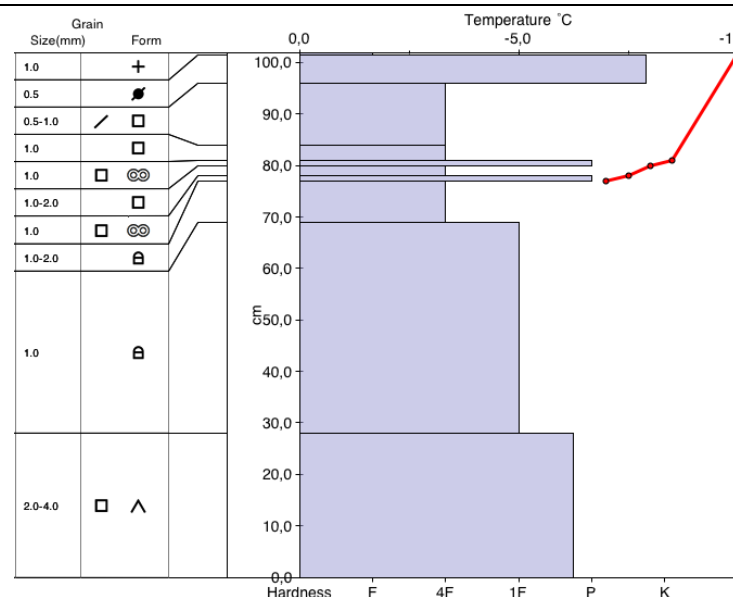
b) 27.01



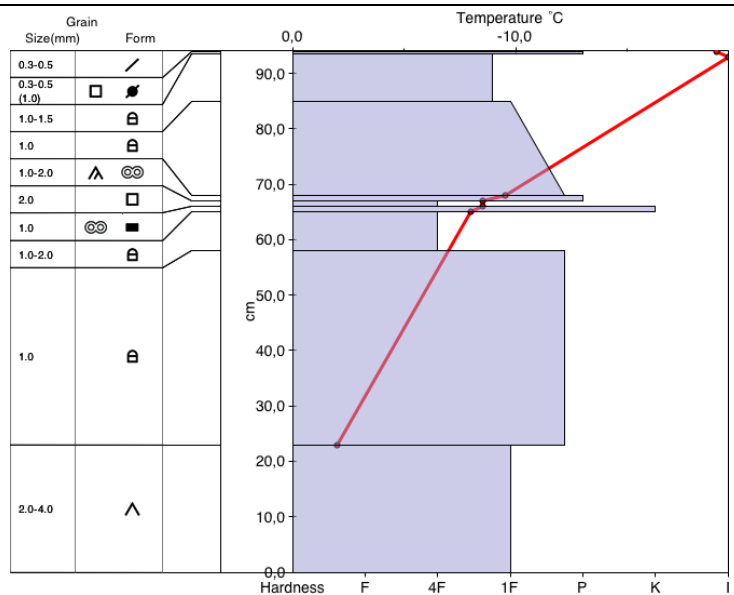
c) 10.02



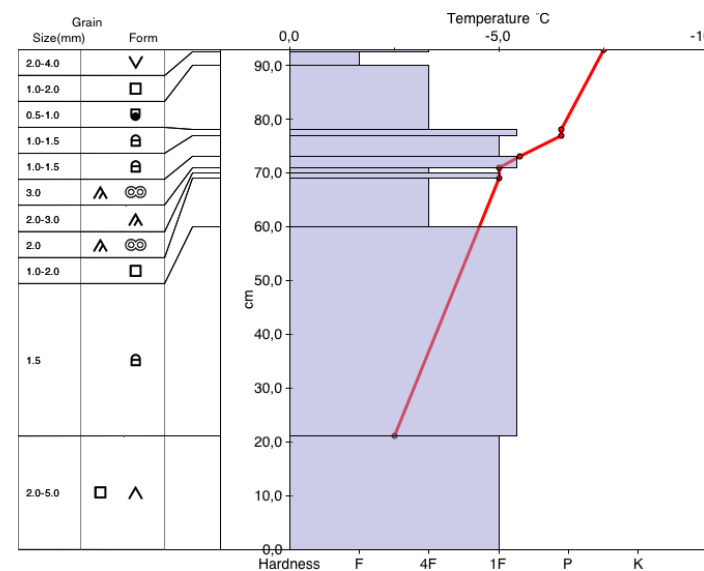
d) 9.03



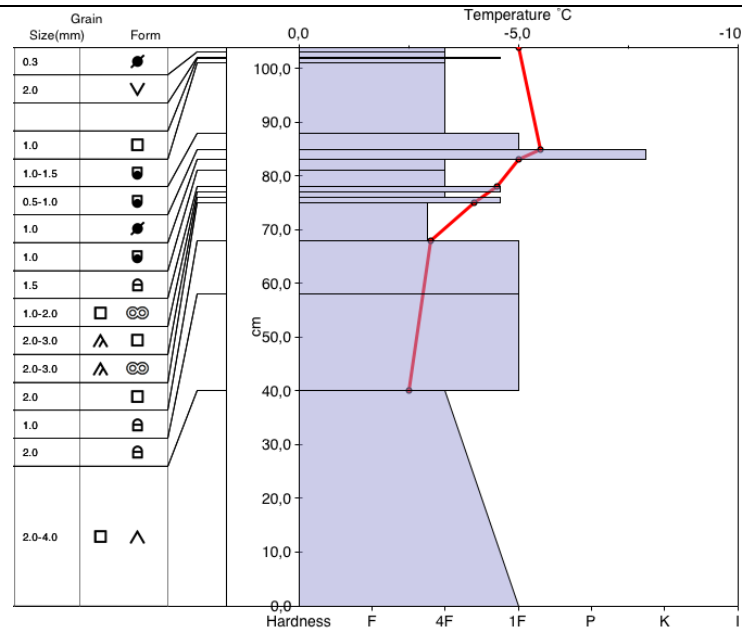
e) 13.03



f) 4.4

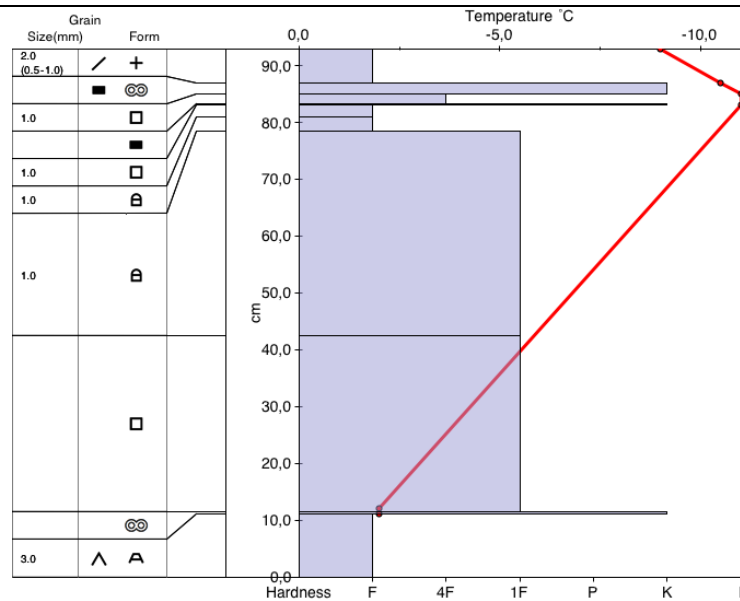


g) 7.4

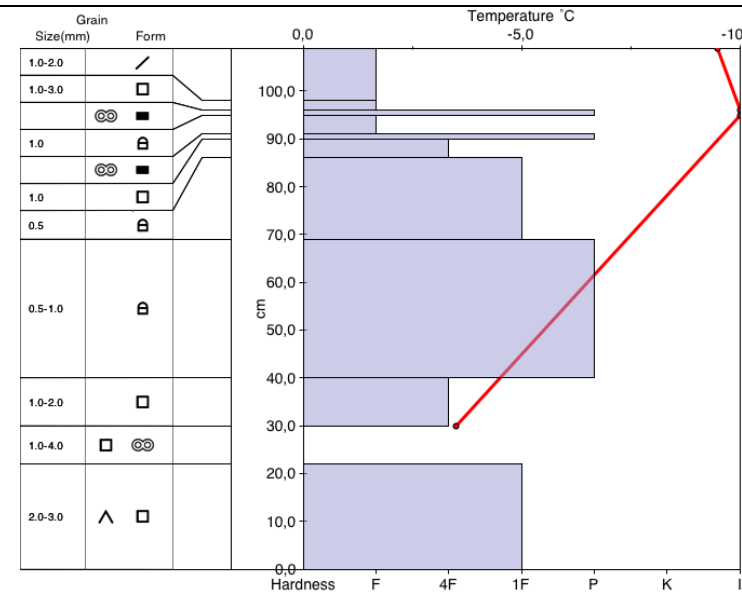


Figur 35: Profiler fra Kyrkjensøse B

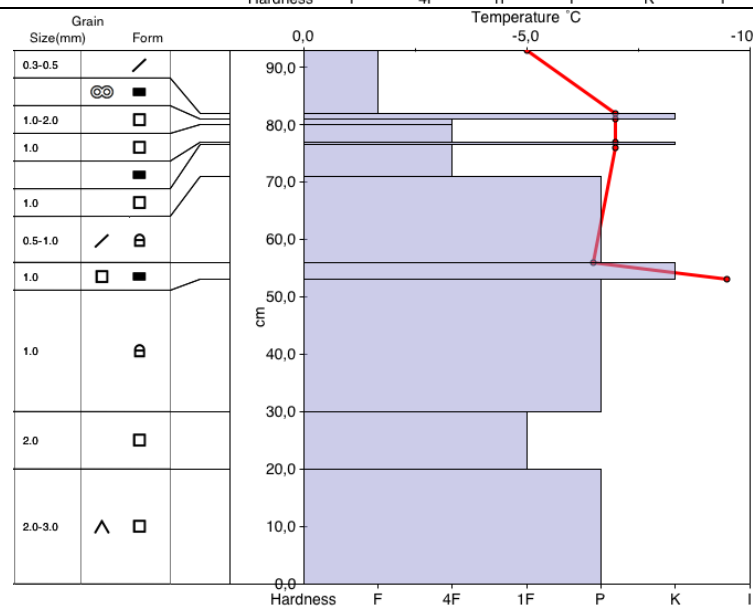
a)  
25.01



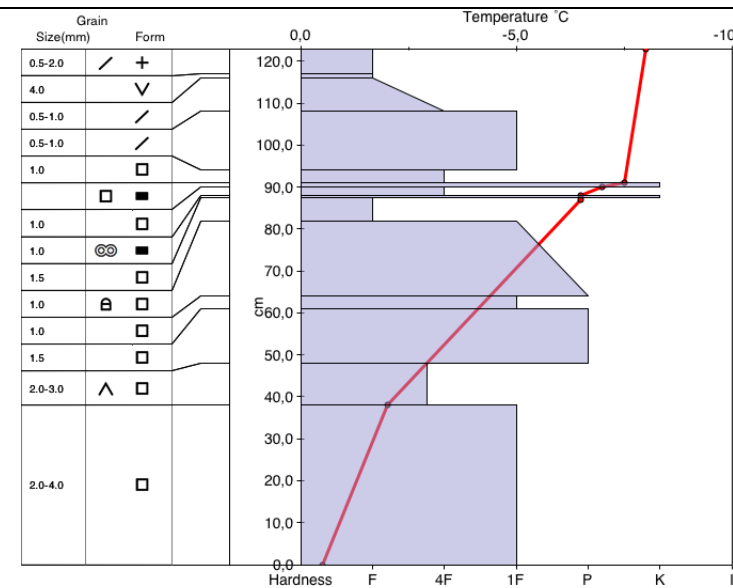
b)  
27.01

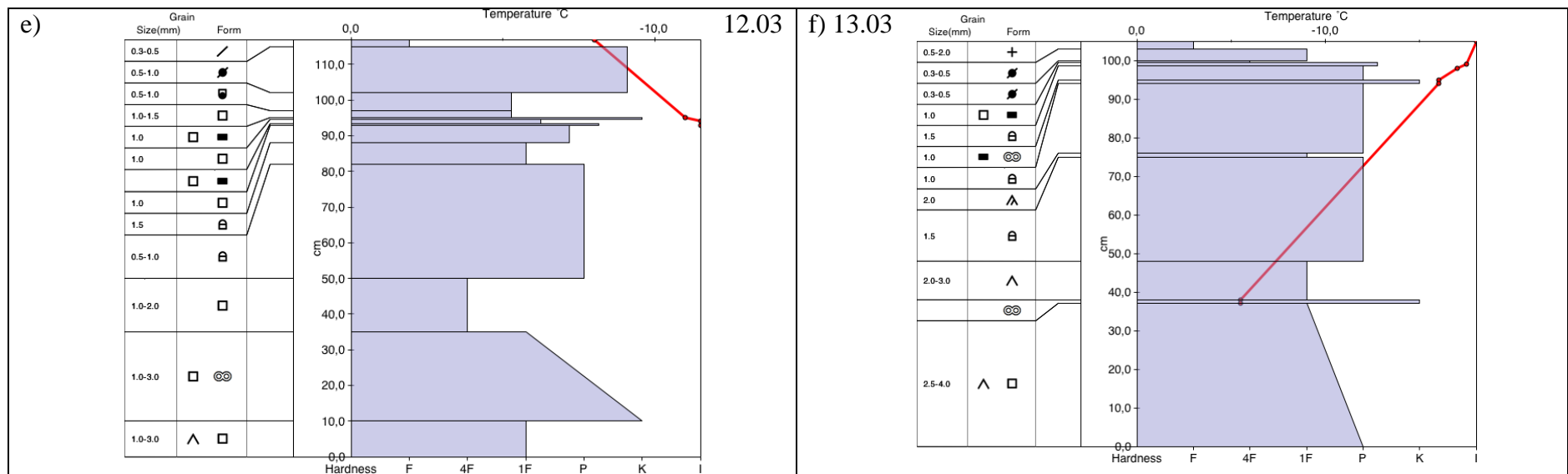


c)  
28.01



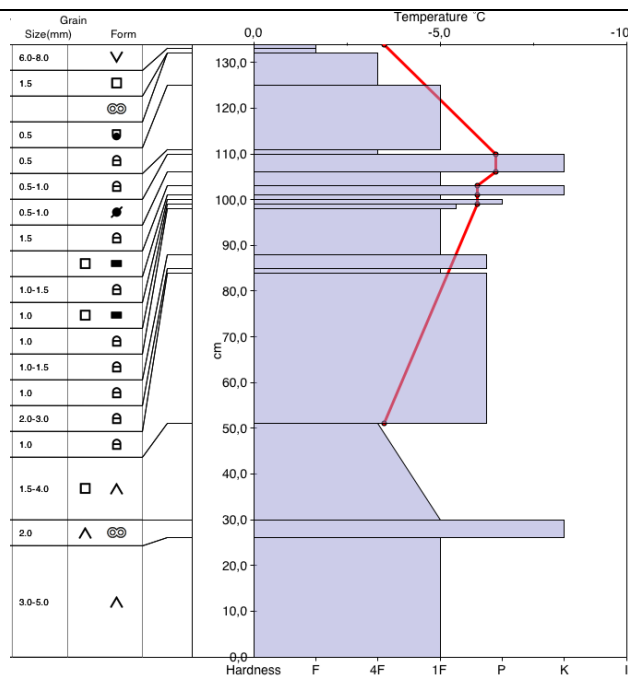
d) 12.02



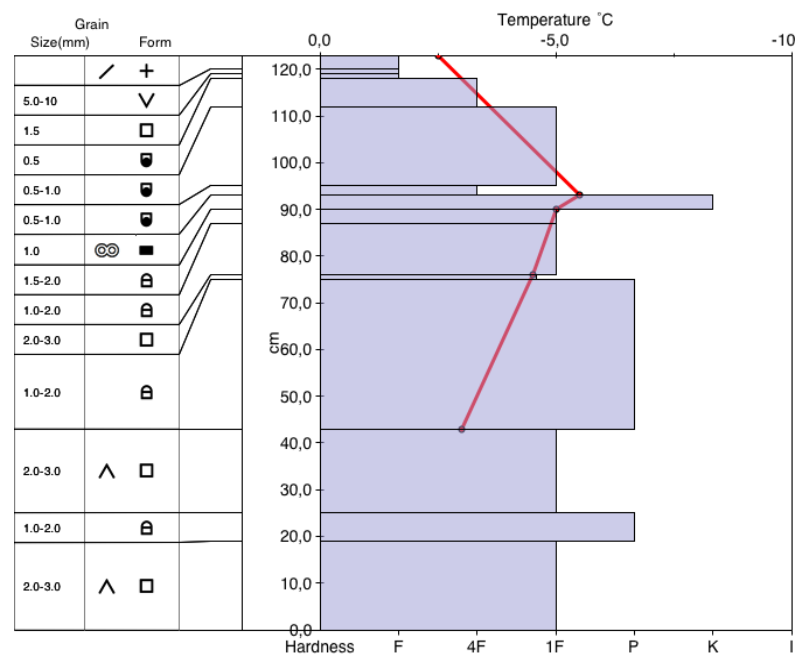




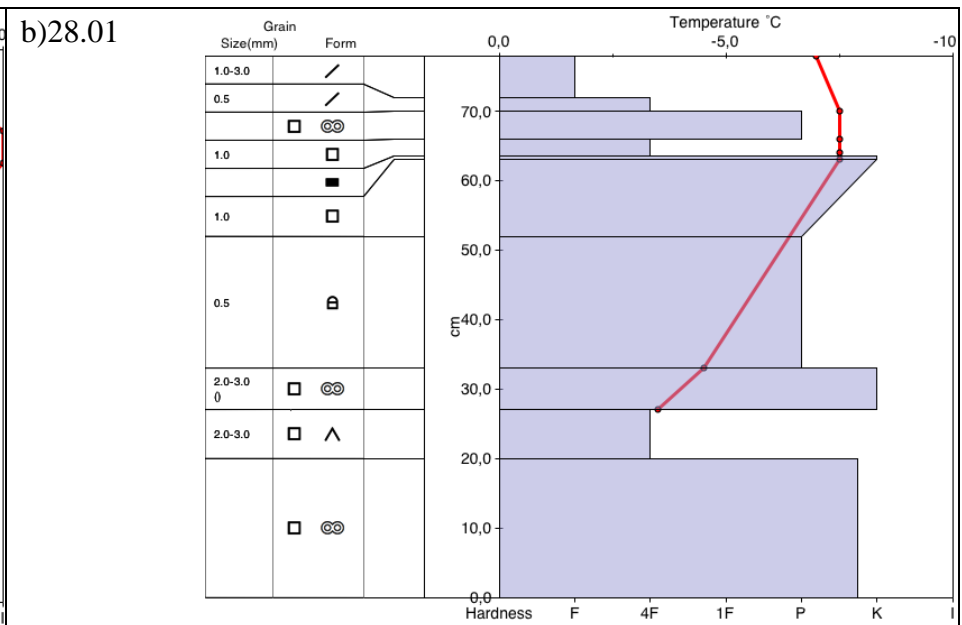
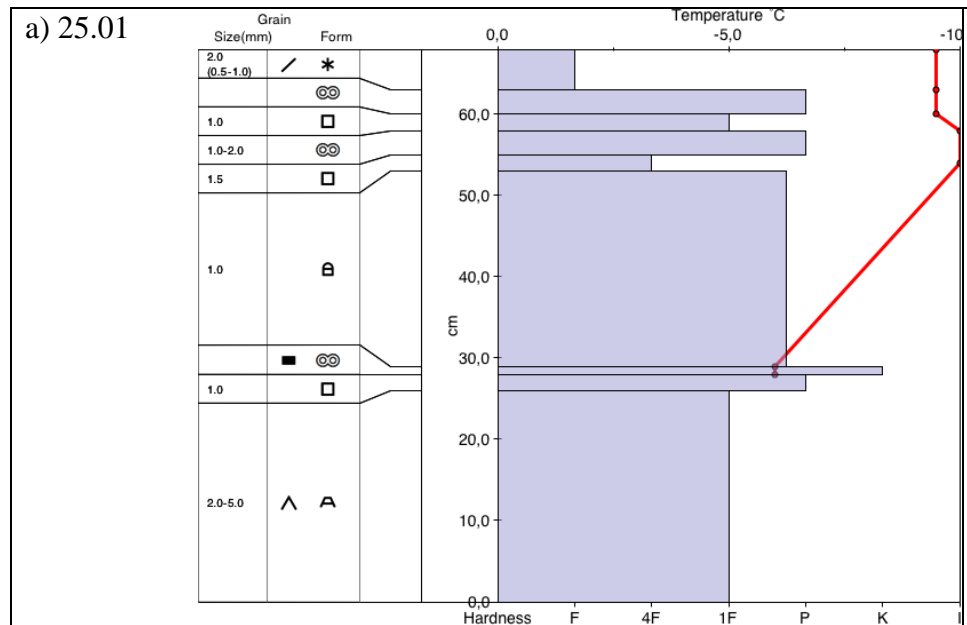
g)  
04.04



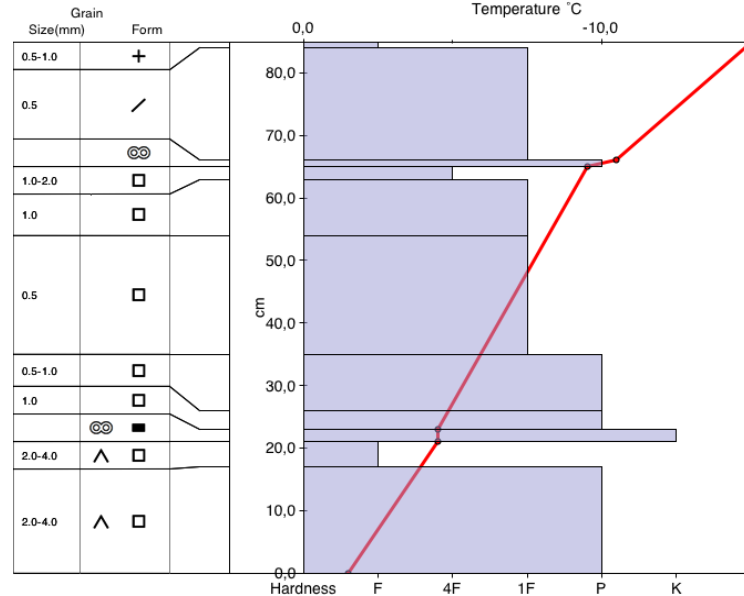
h)  
06.0  
4



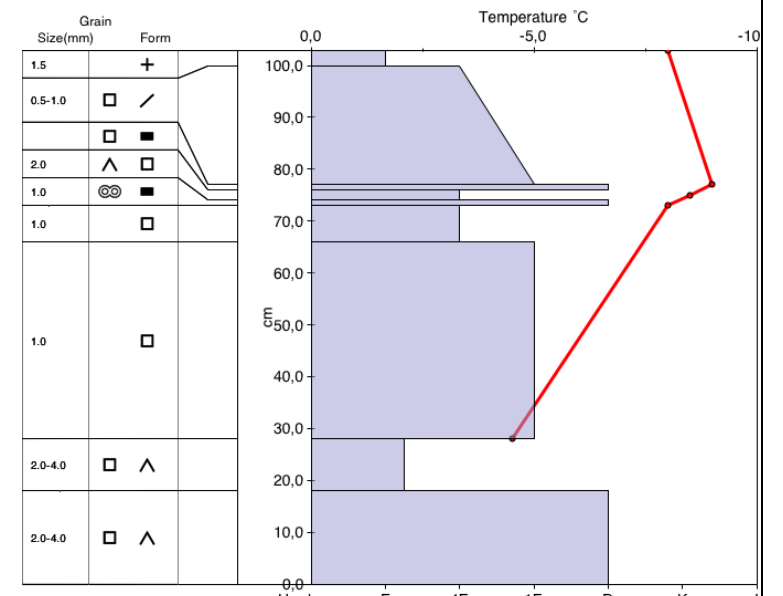
Figur 36: Profiler fra Kyrkjehøse C.



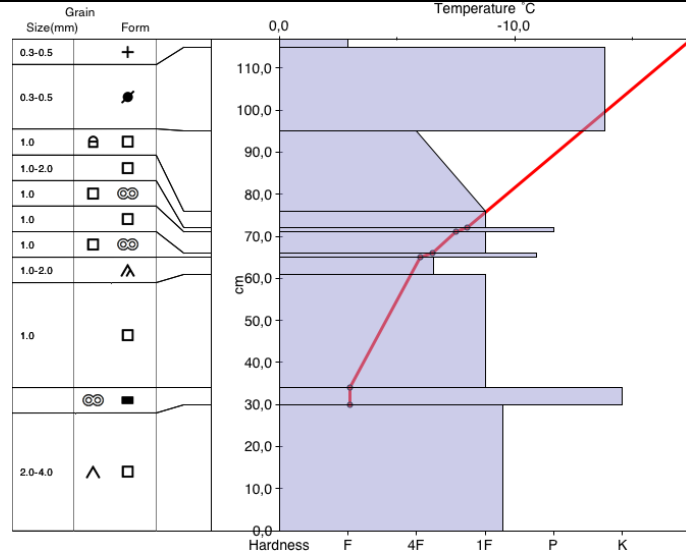
c) 12.02



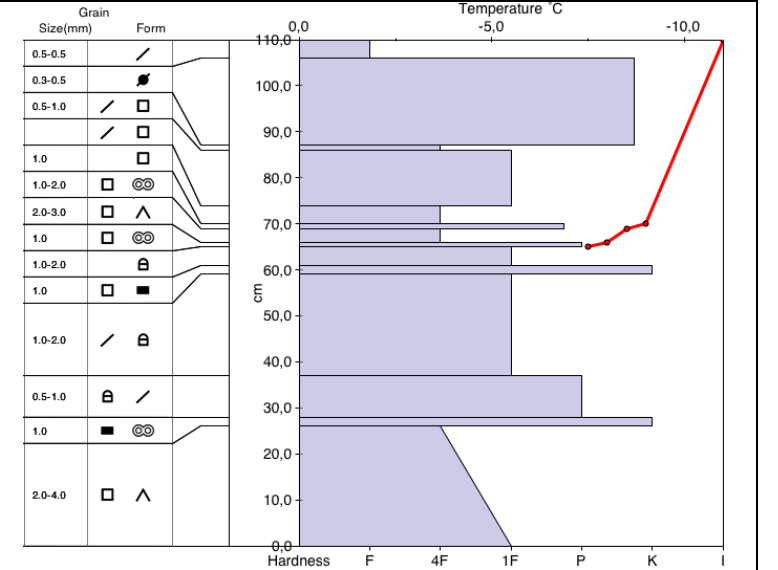
d) 14.02



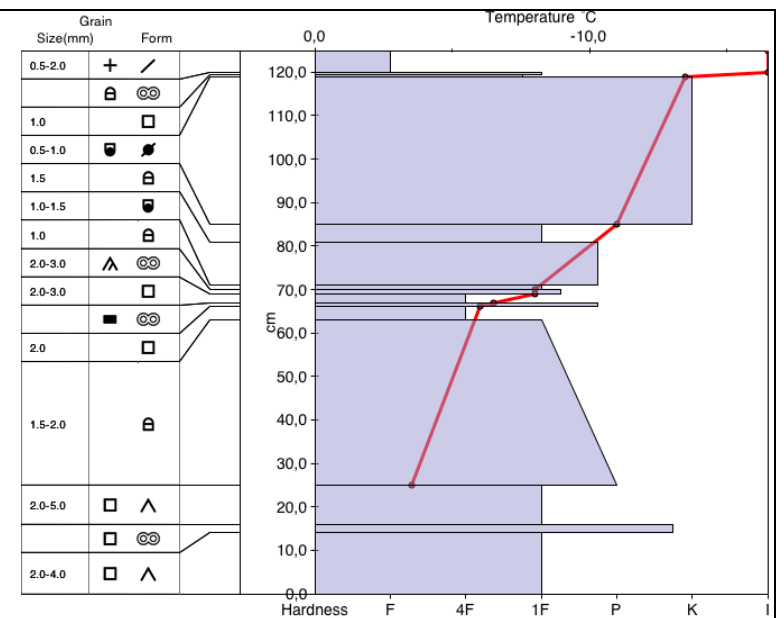
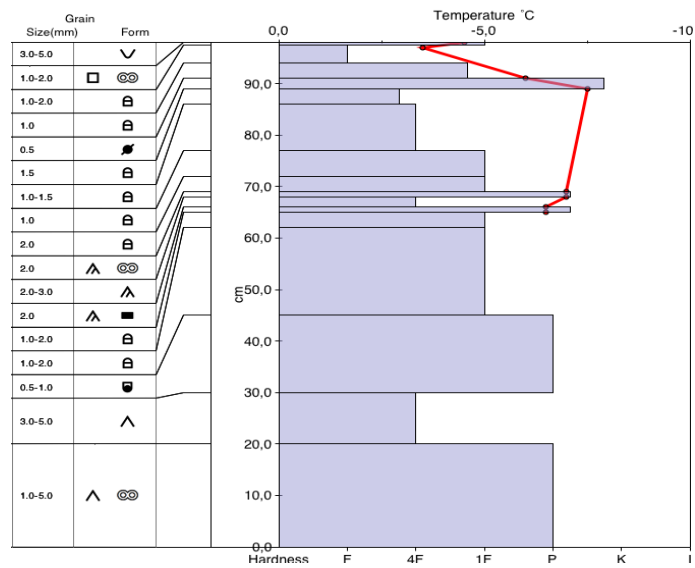
e) 10.03



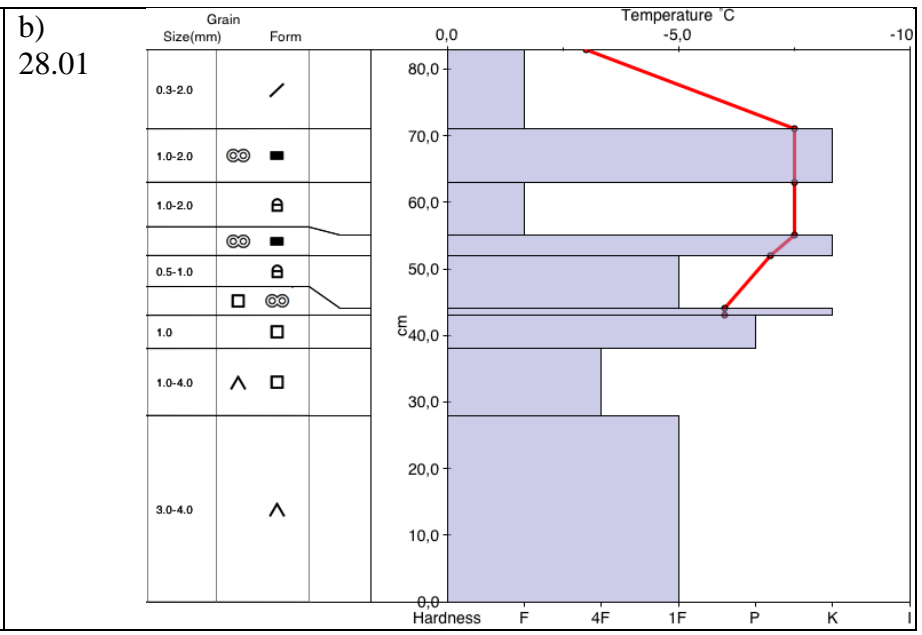
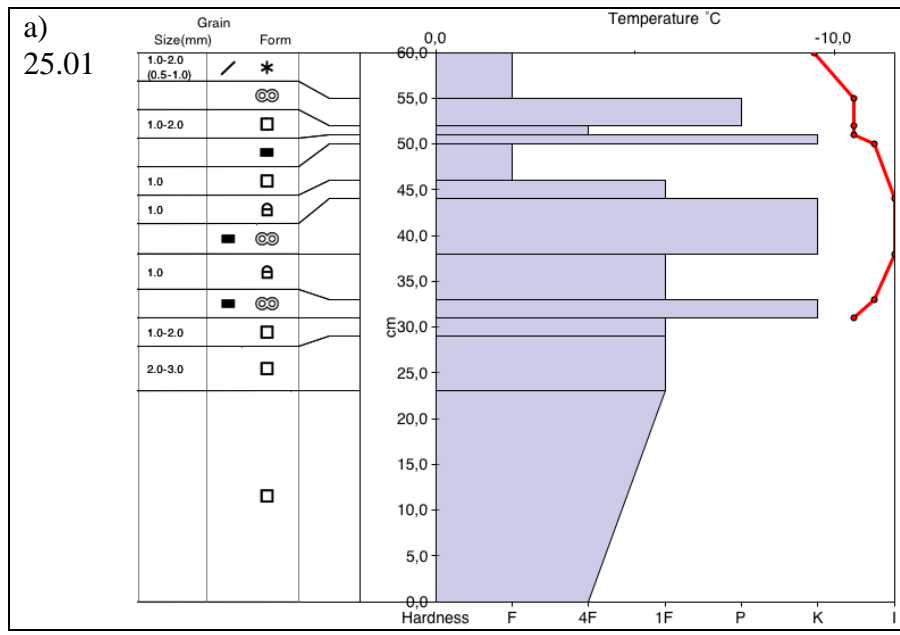
f) 12.03

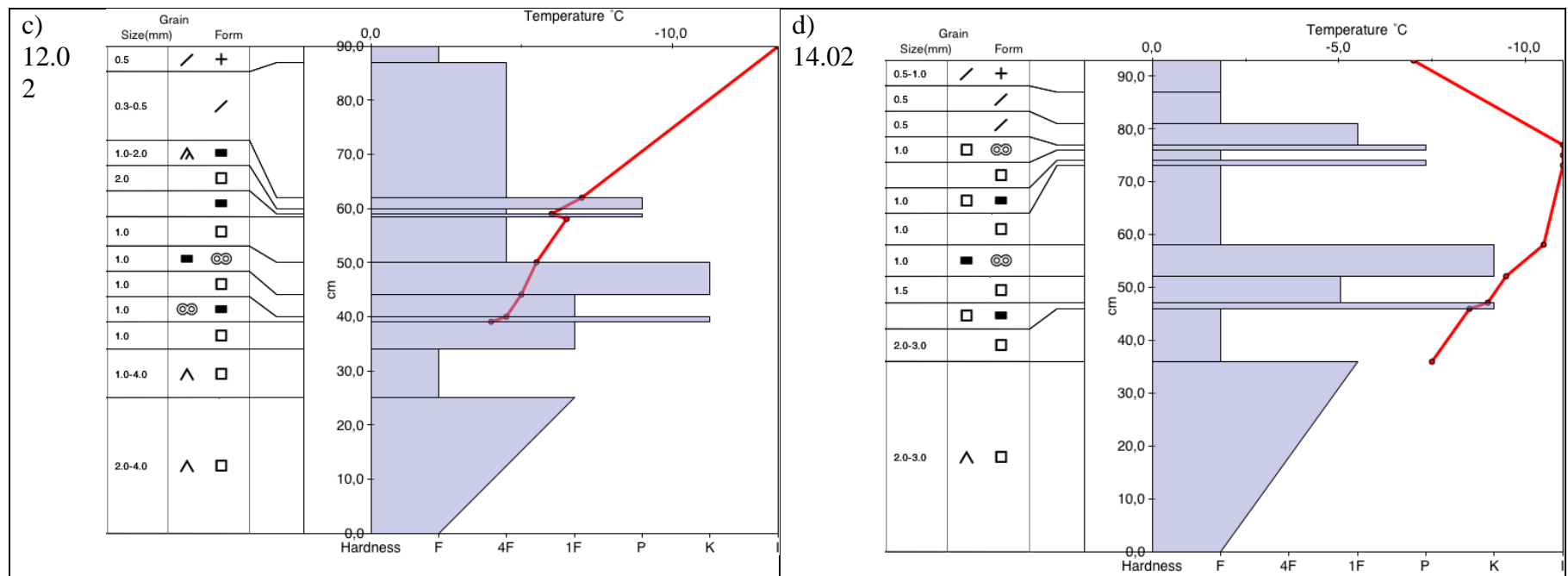


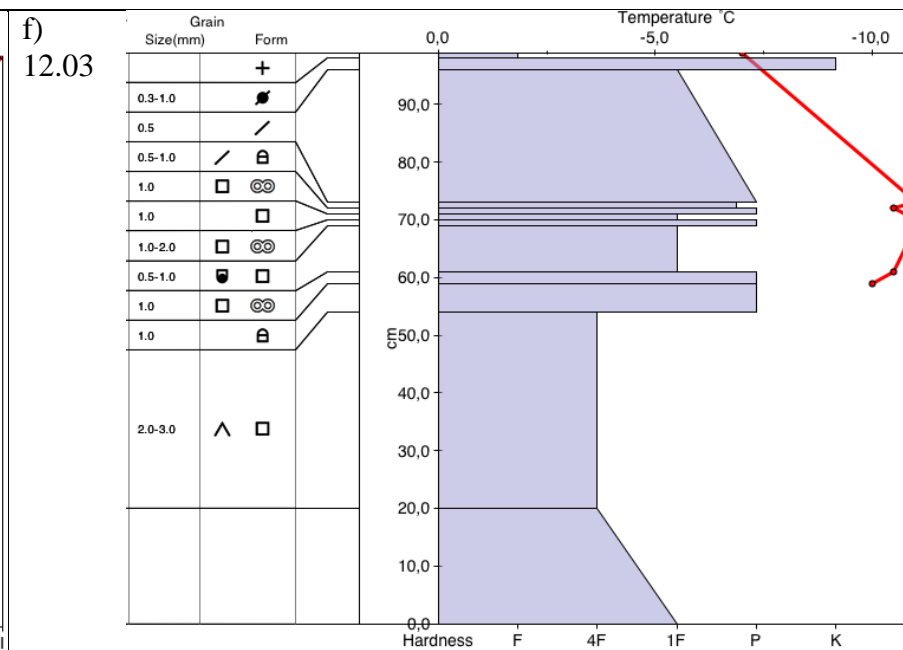
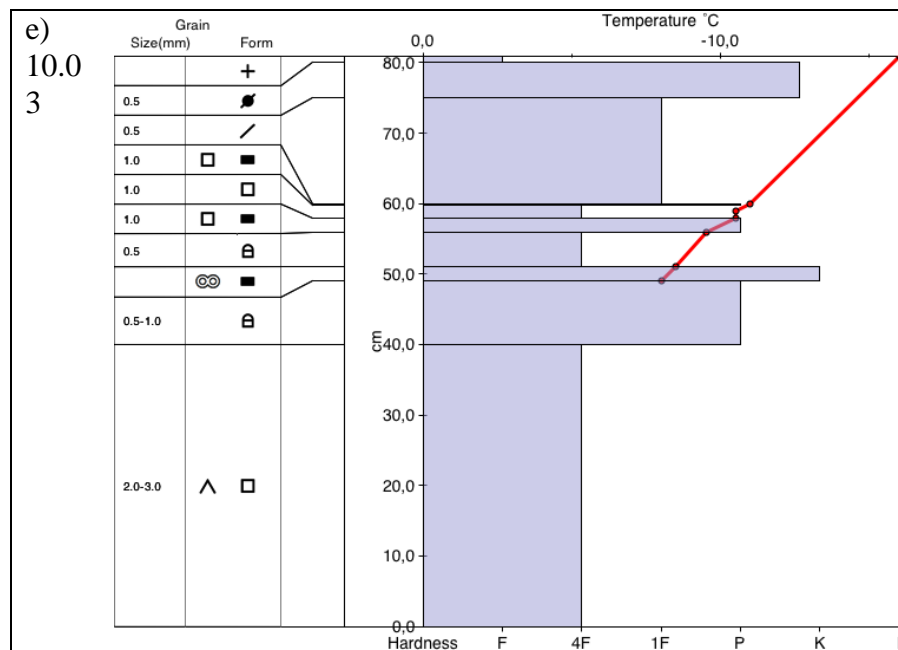
g) 04.04



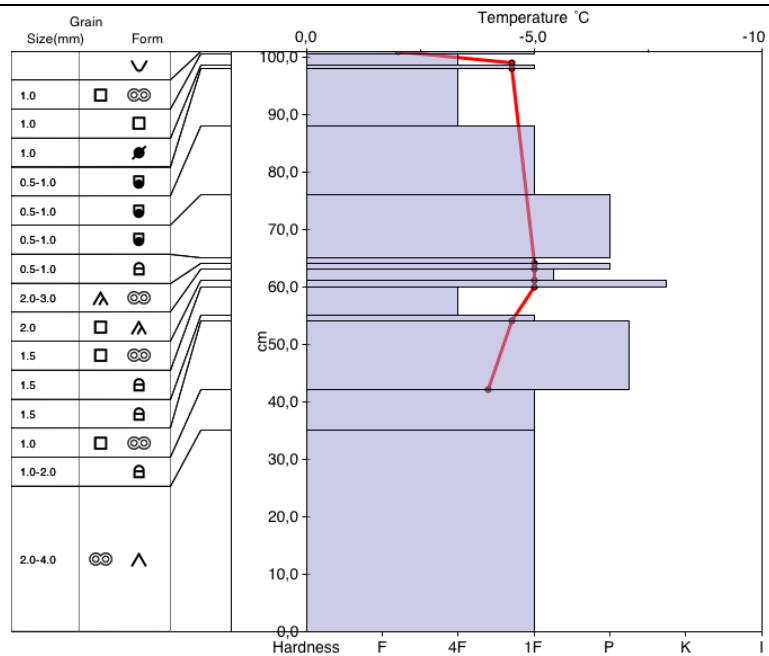
Figur 37: Snøprofiler fra Kyrkjensjøen F







g)  
04.04

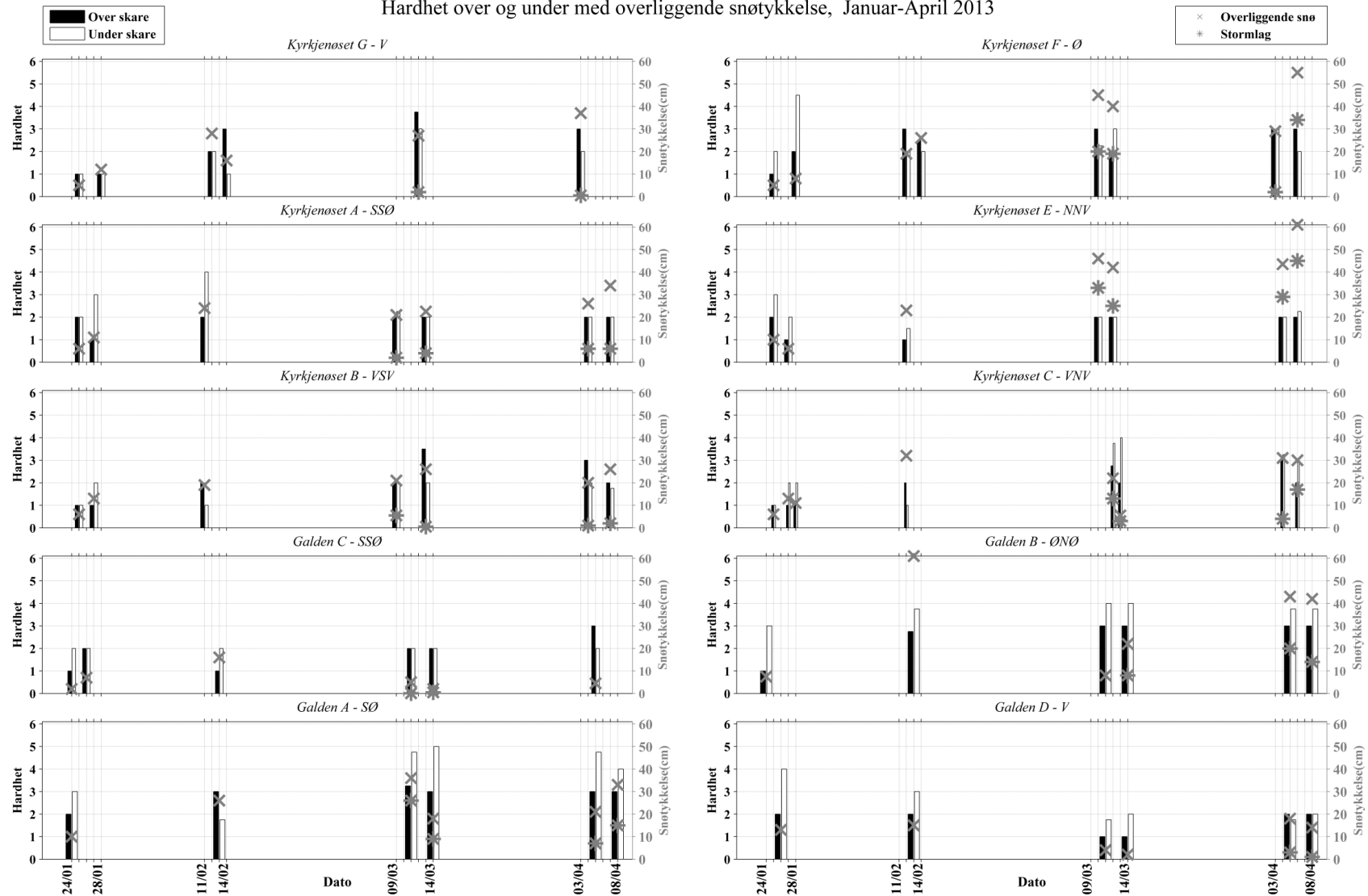


Figur 38: Profiler fra Kyrkjensløse G

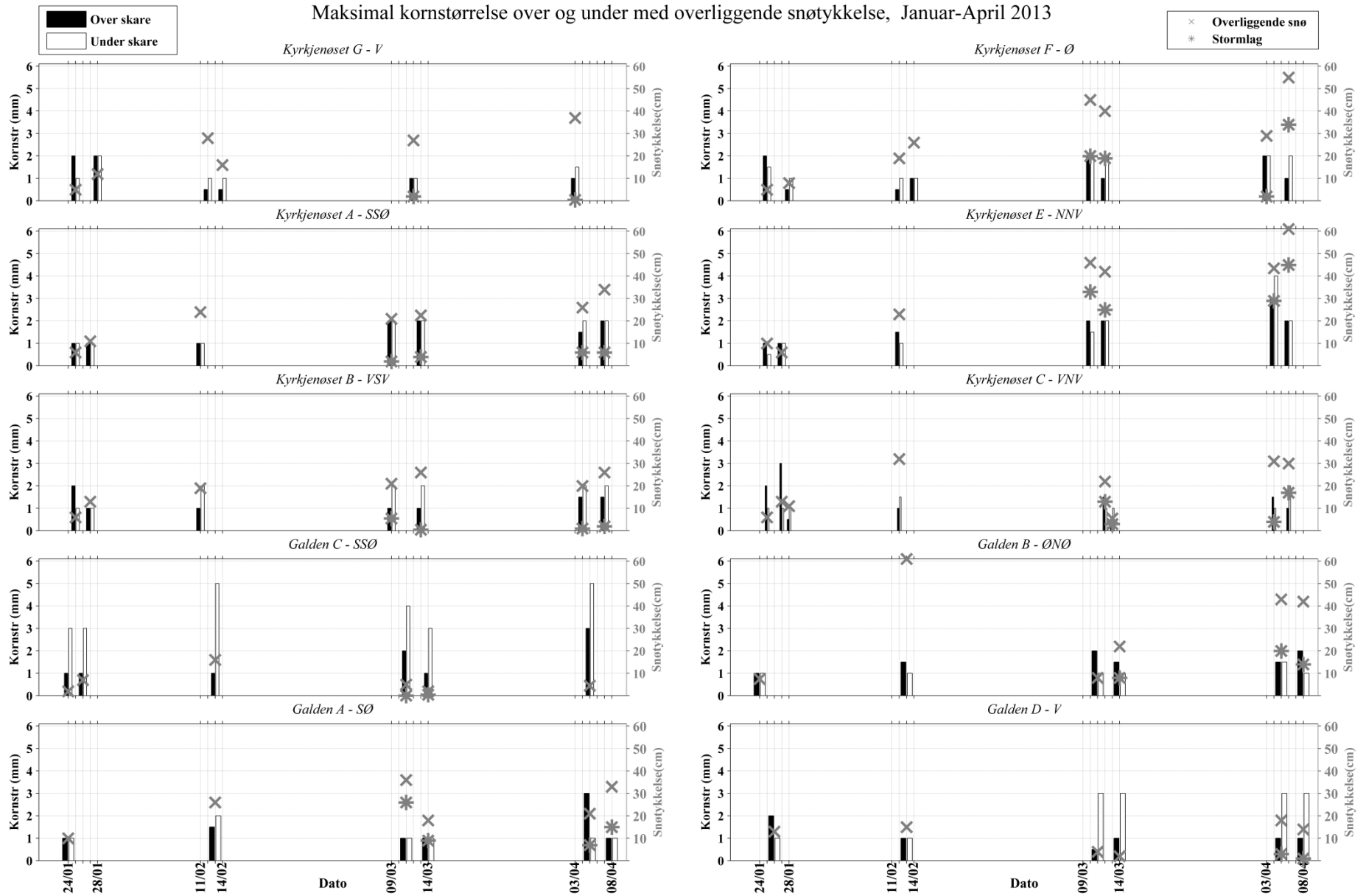


## **9. Vedlegg B - Utvikling til snøegenskaper med tiden**

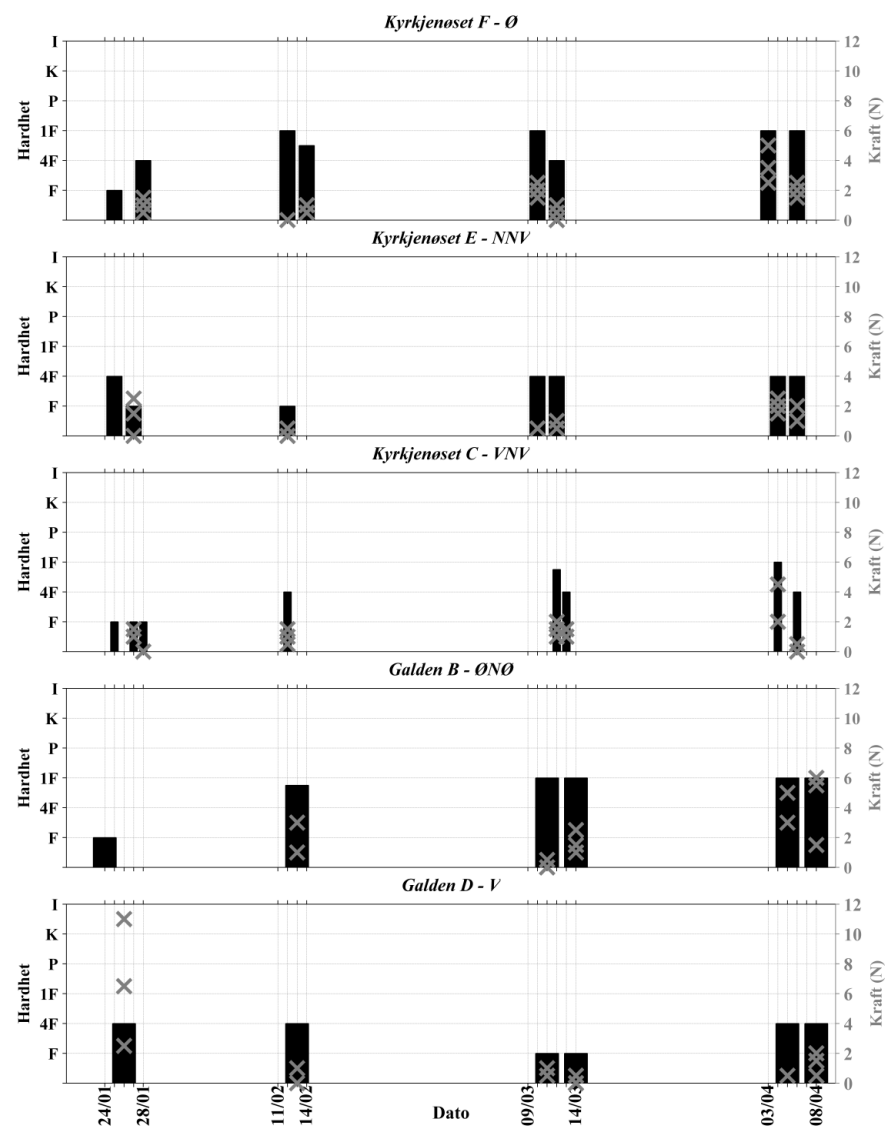
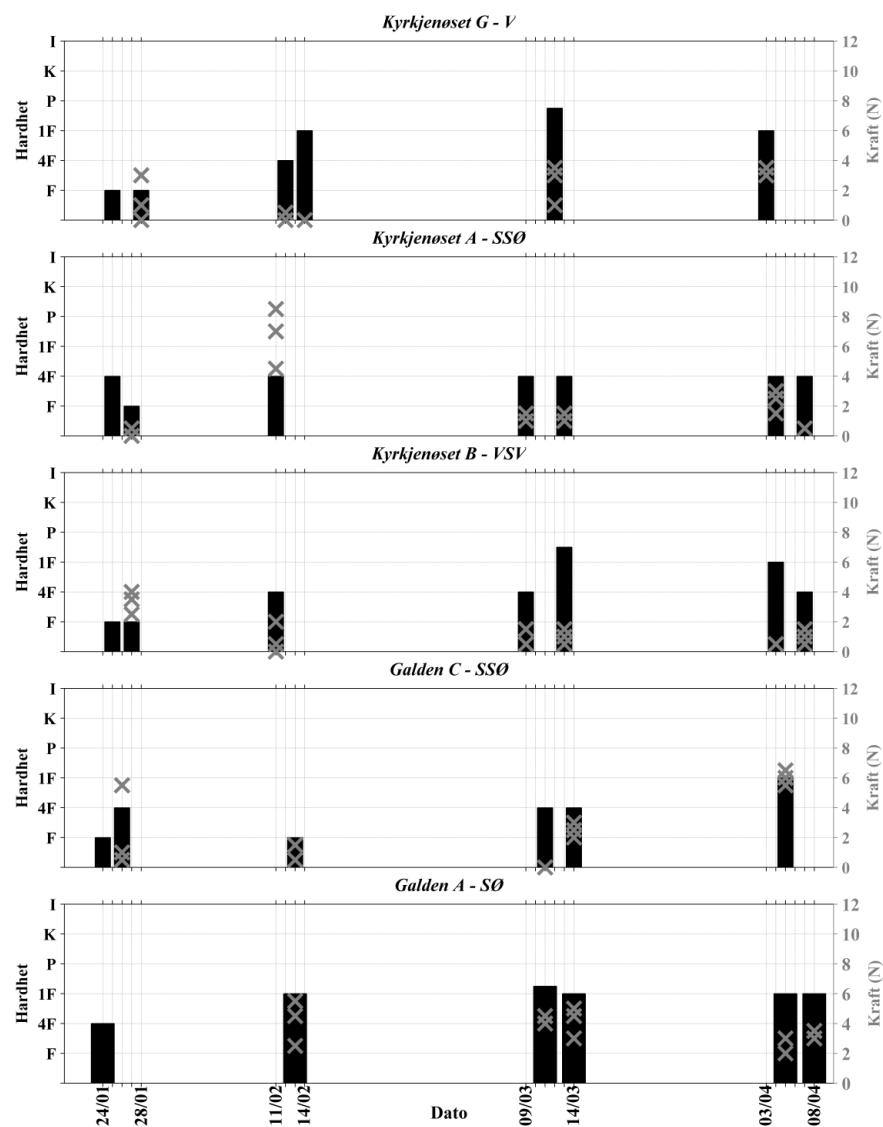
# Hardhet over og under med overliggende snøtykkelse, Januar-April 2013



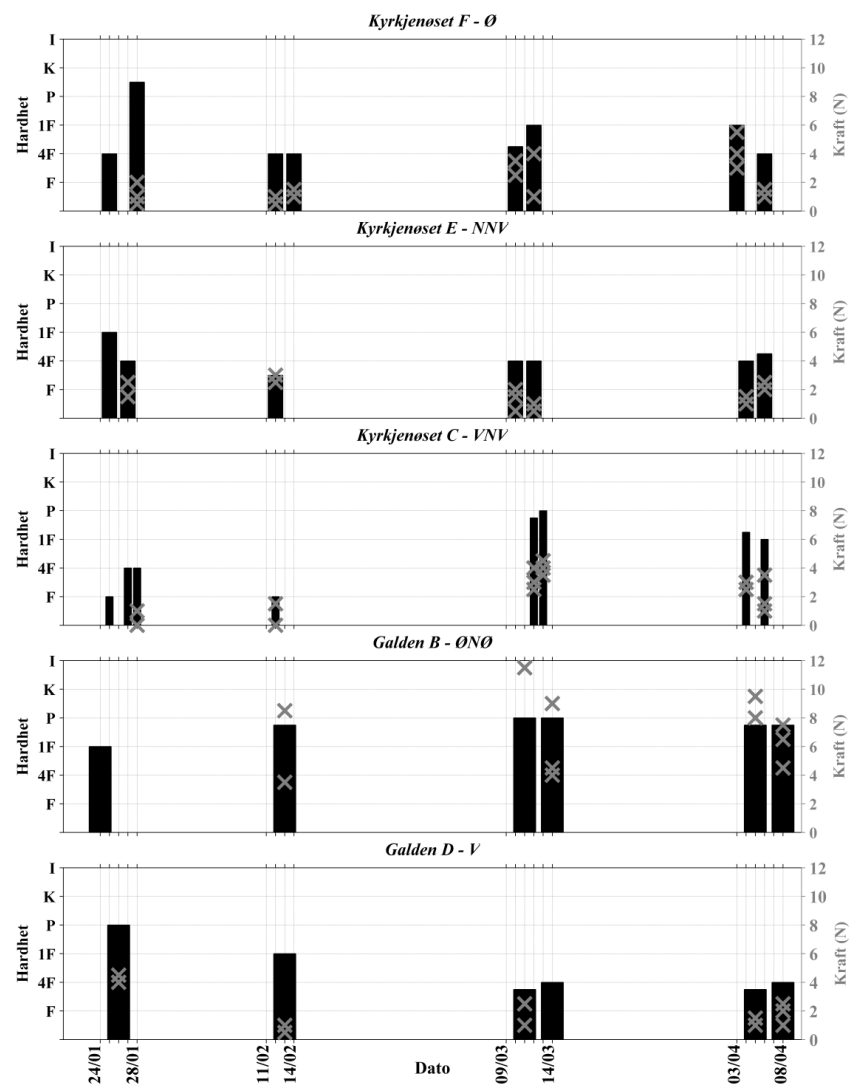
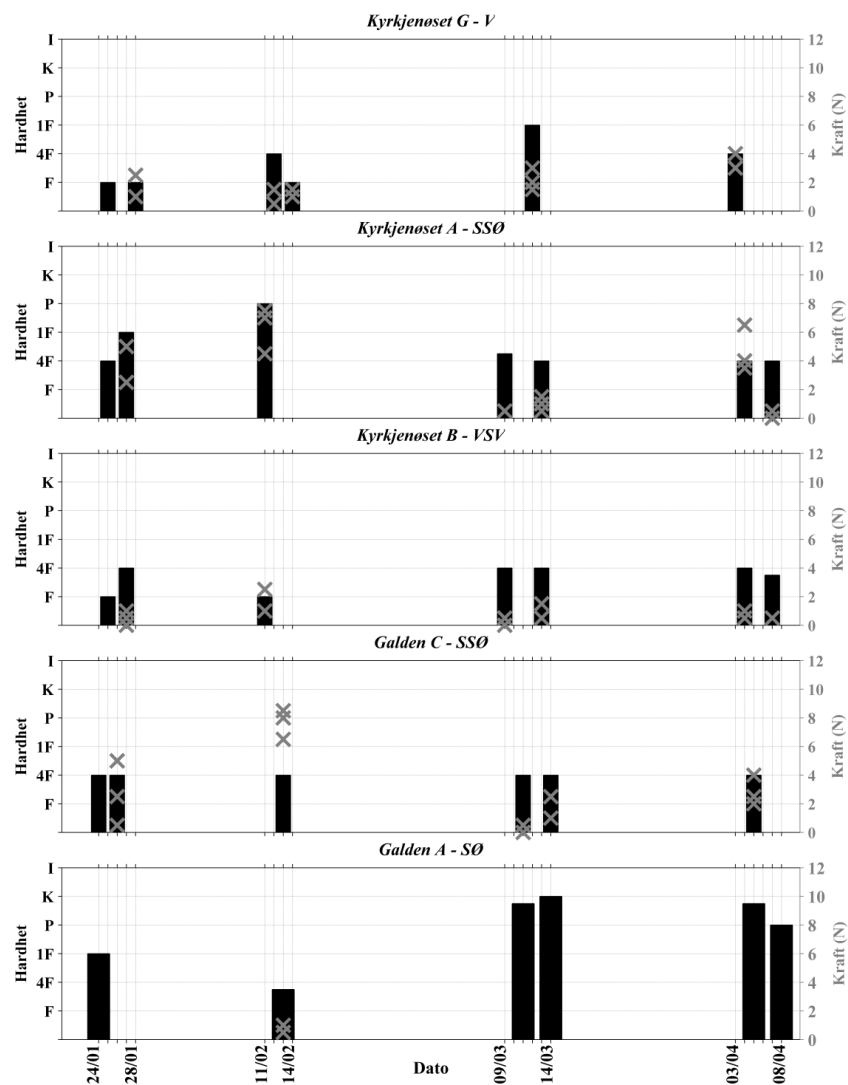
# Maksimal kornstørrelse over og under med overliggende snøtykkelse, Januar-April 2013



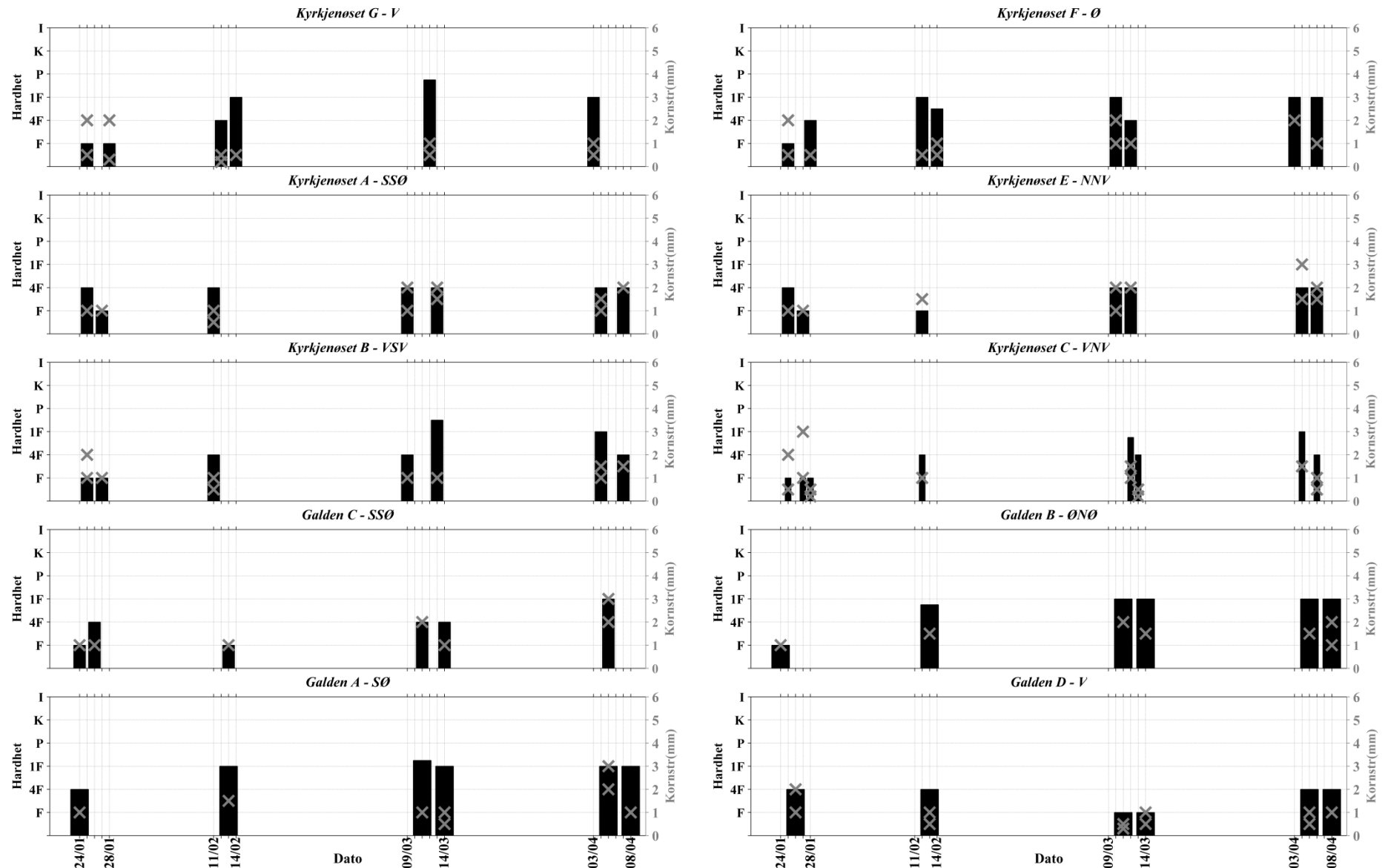
# Hardhet og kraftmålinger over de øvre skarelagene, Januar-April 2013



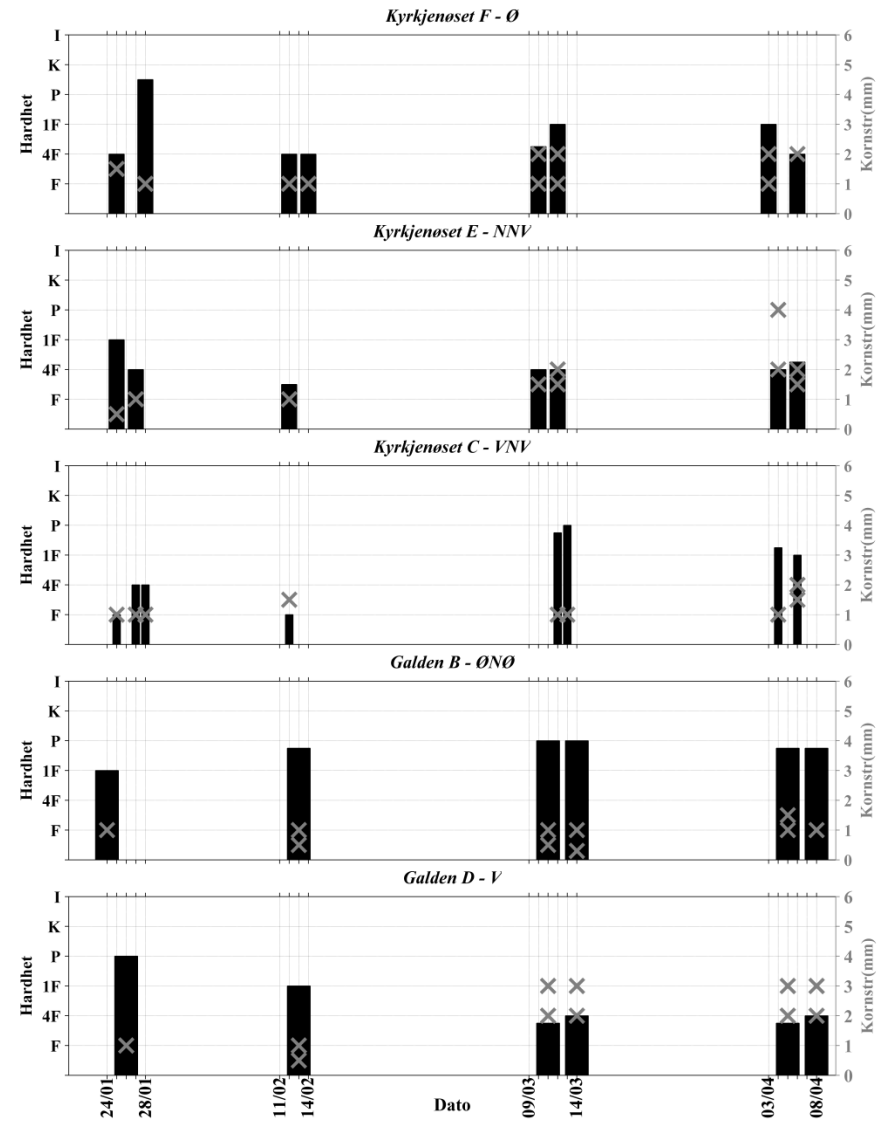
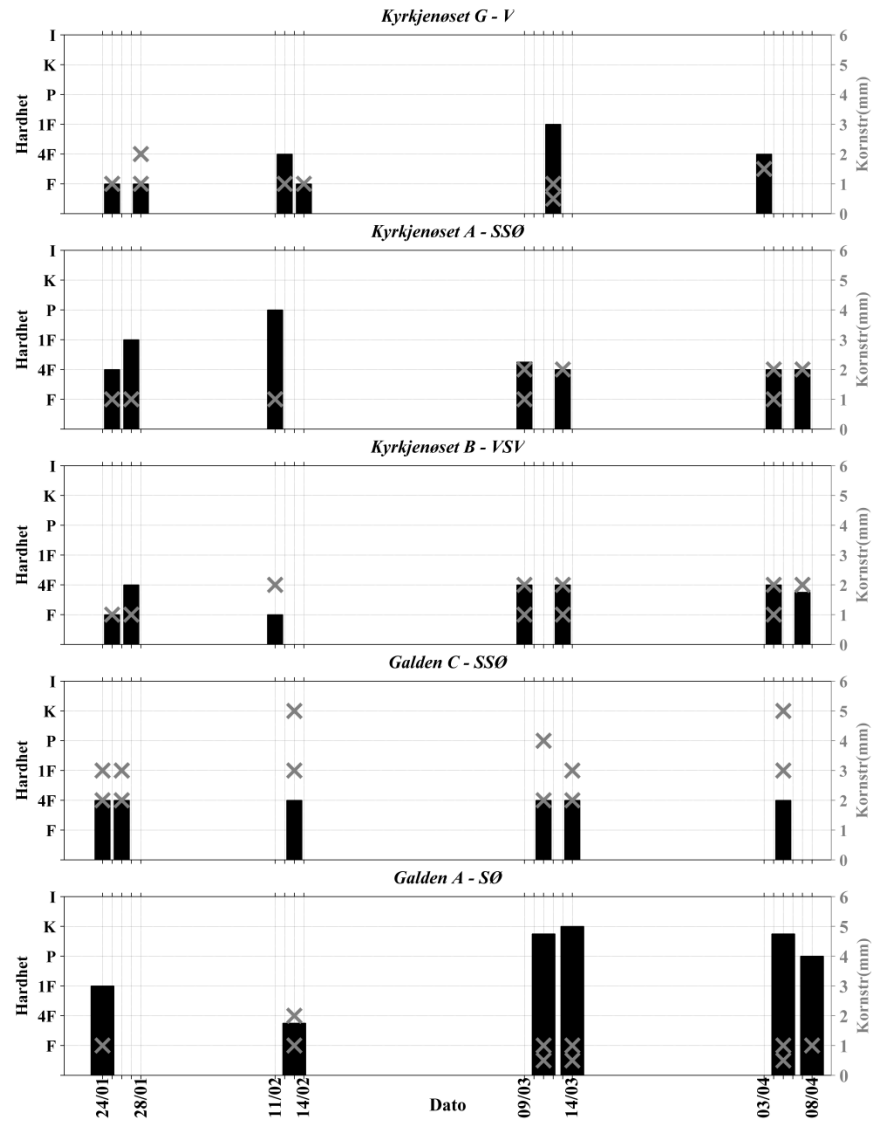
# Hardhet og kraftmålinger under de øvre skarelagene, Januar-April 2013



# Hardhet og Kornstørrelse over de øvre skarene, Januar-April 2013

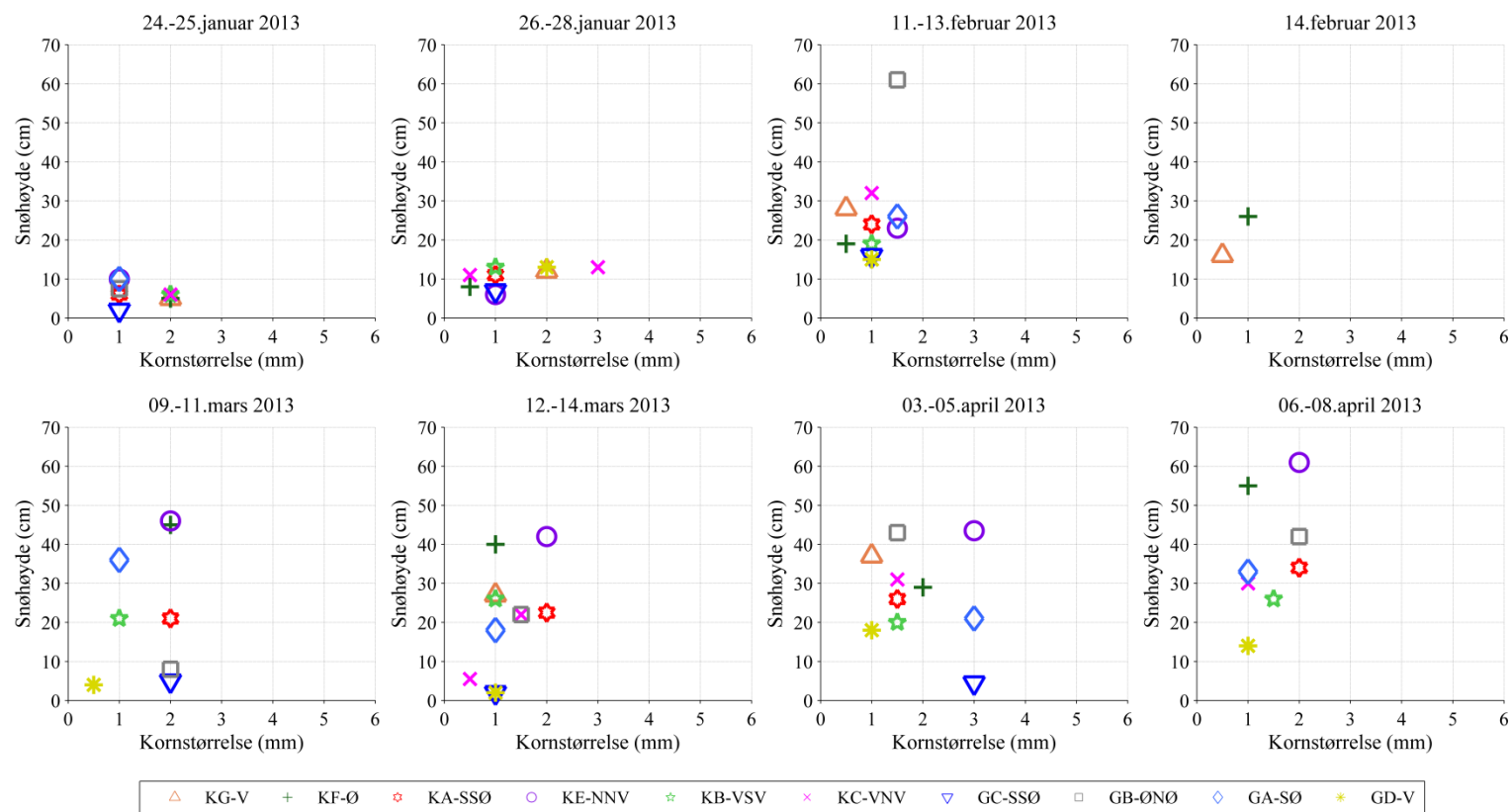


# Hardhet og Kornstørrelse under de øvre skarene, Januar-April 2013



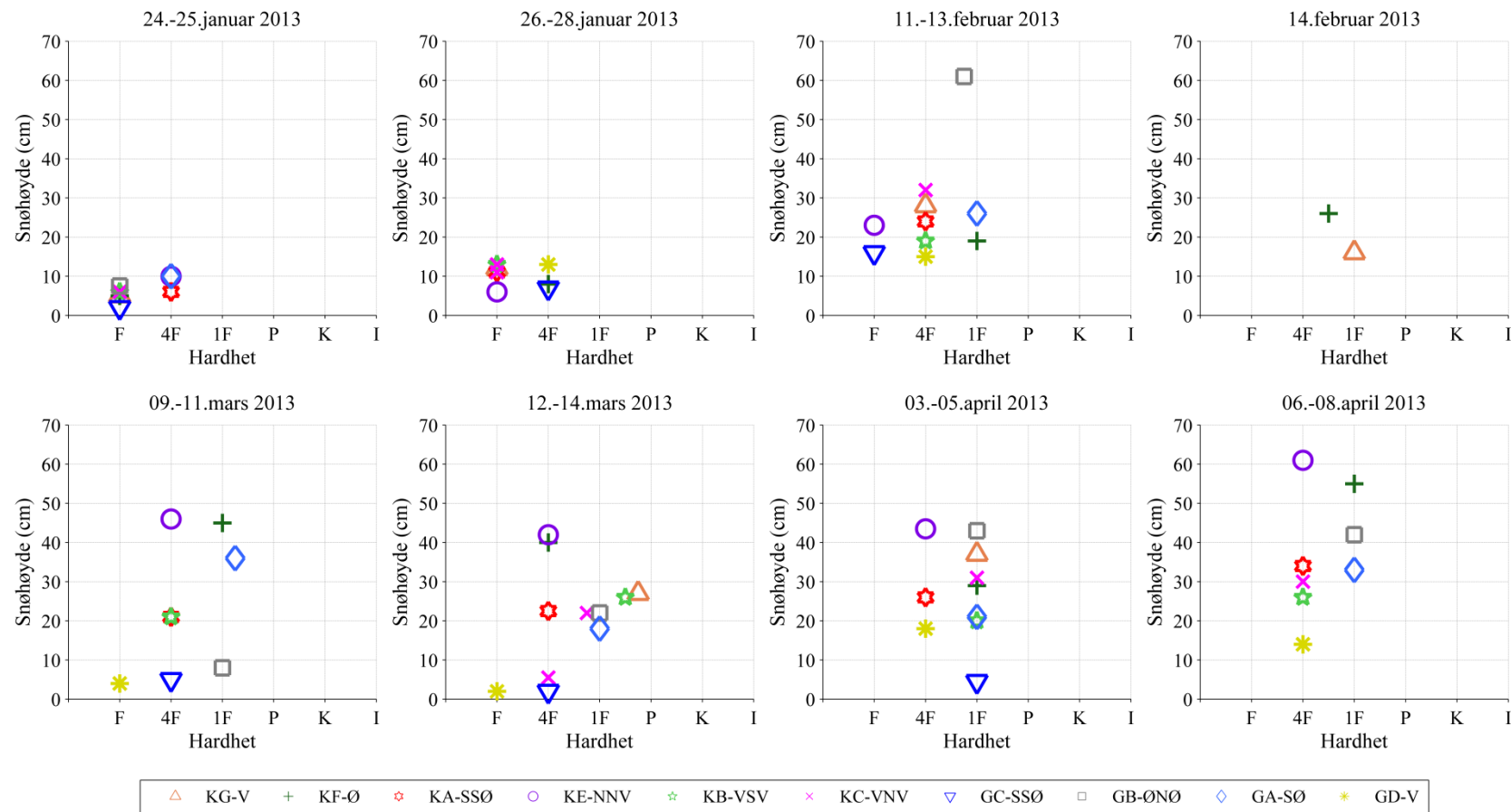
## 10. Vedlegg C - Kryssplot med tiden

Maksimal kornstørrelse over ØSLP vs overliggende snøtykkelse, Januar-Februar 2013

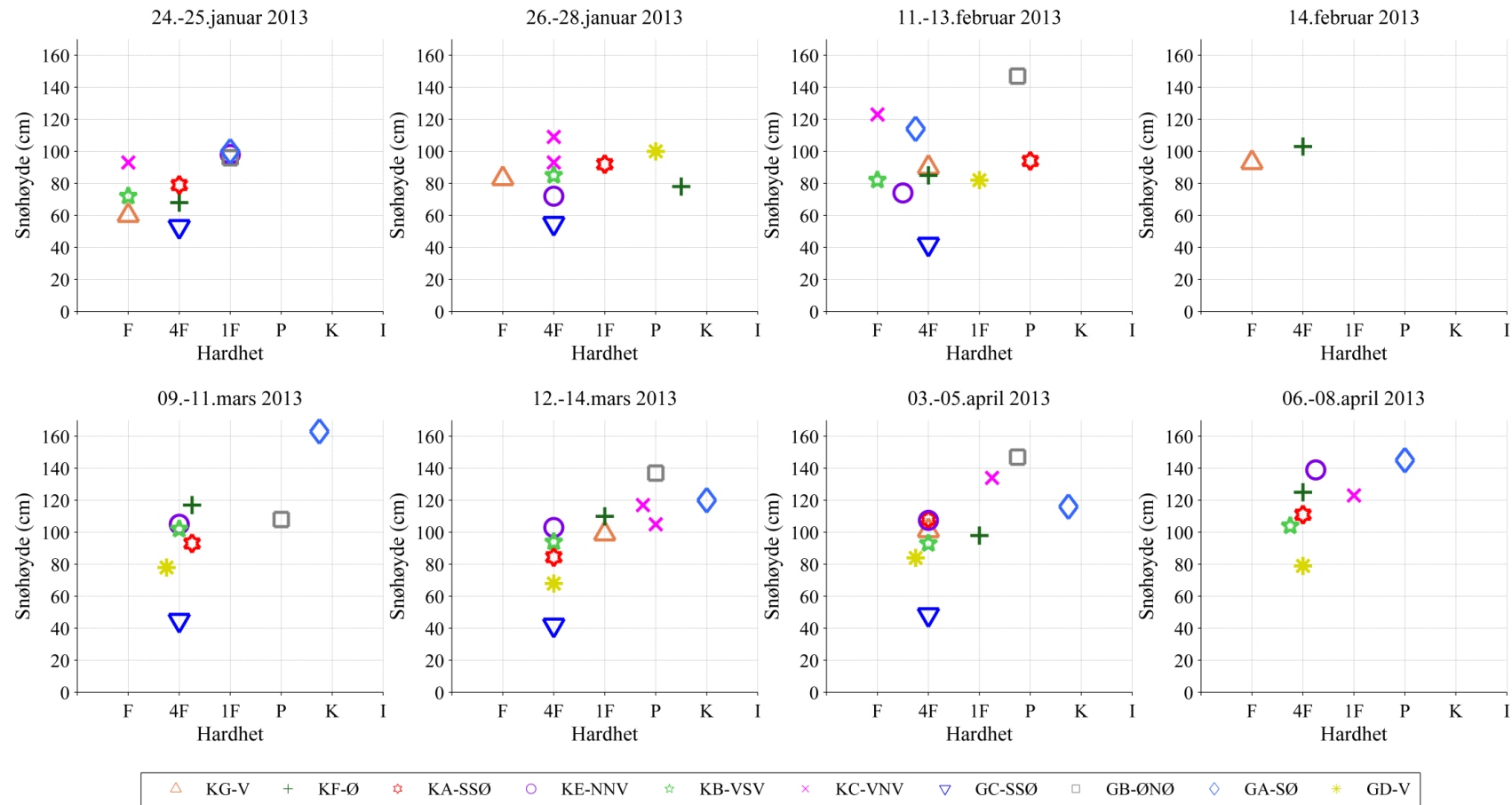




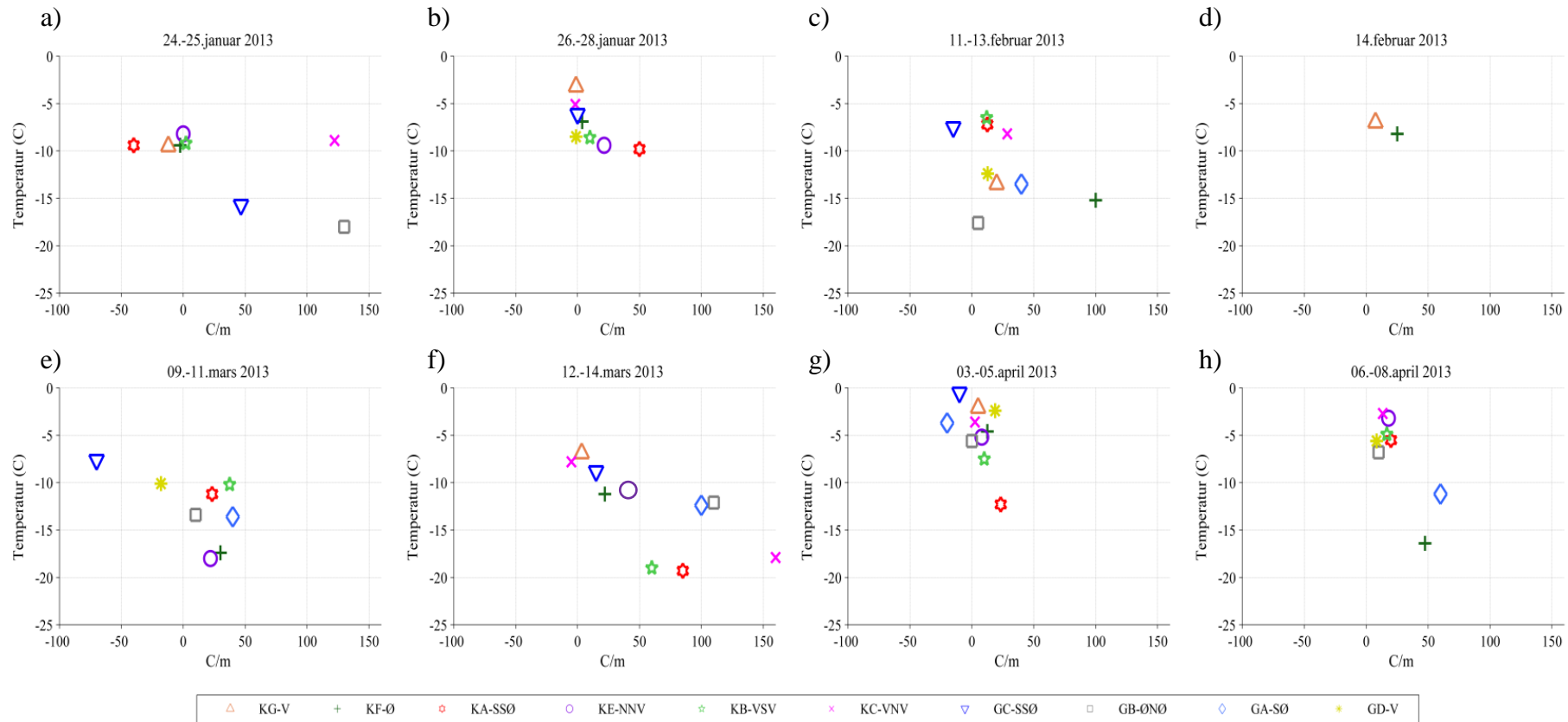
## Hardhet over ØSLP vs overliggende snøtykkelse, Januar-Februar 2013



## Hardhet under ØSLP vs total snøhøyde, Januar-Februar 2013



Temperaturgradient over ØSLP vs snøoverflatetemperatur, Januar-Februar 2013



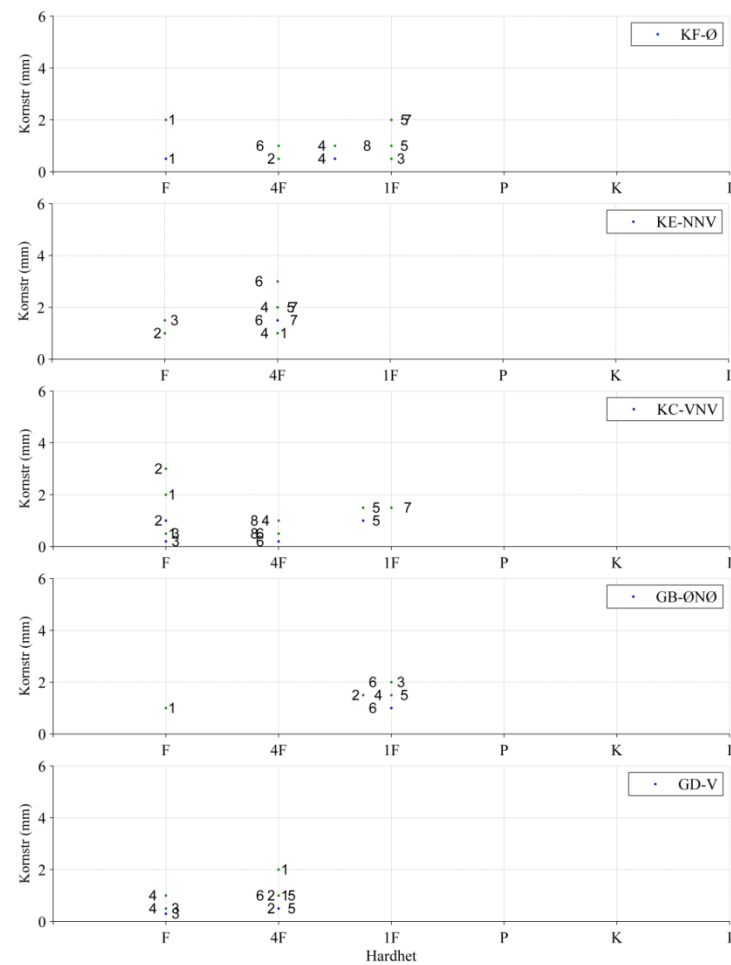
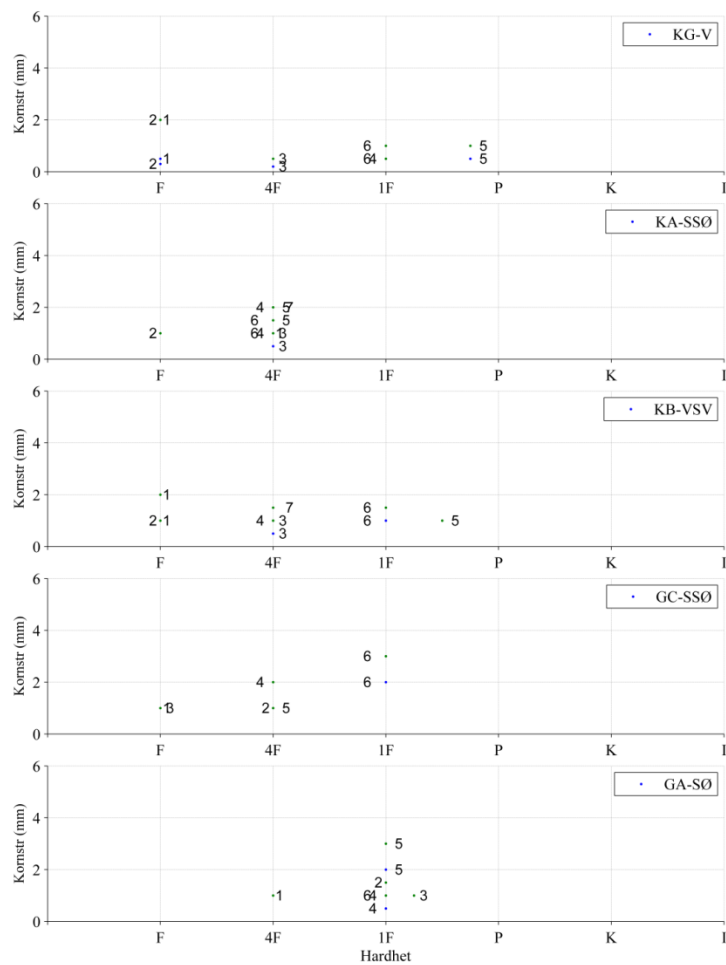
Figur 39: Snøoverflatetemperaturen (y-aksen) og temperaturgradienten (x-aksen) fra bunnen til toppen av ØSLP. Positiv temperaturgradient peker oppover.

## 11. Vedlegg D - Kryssplot

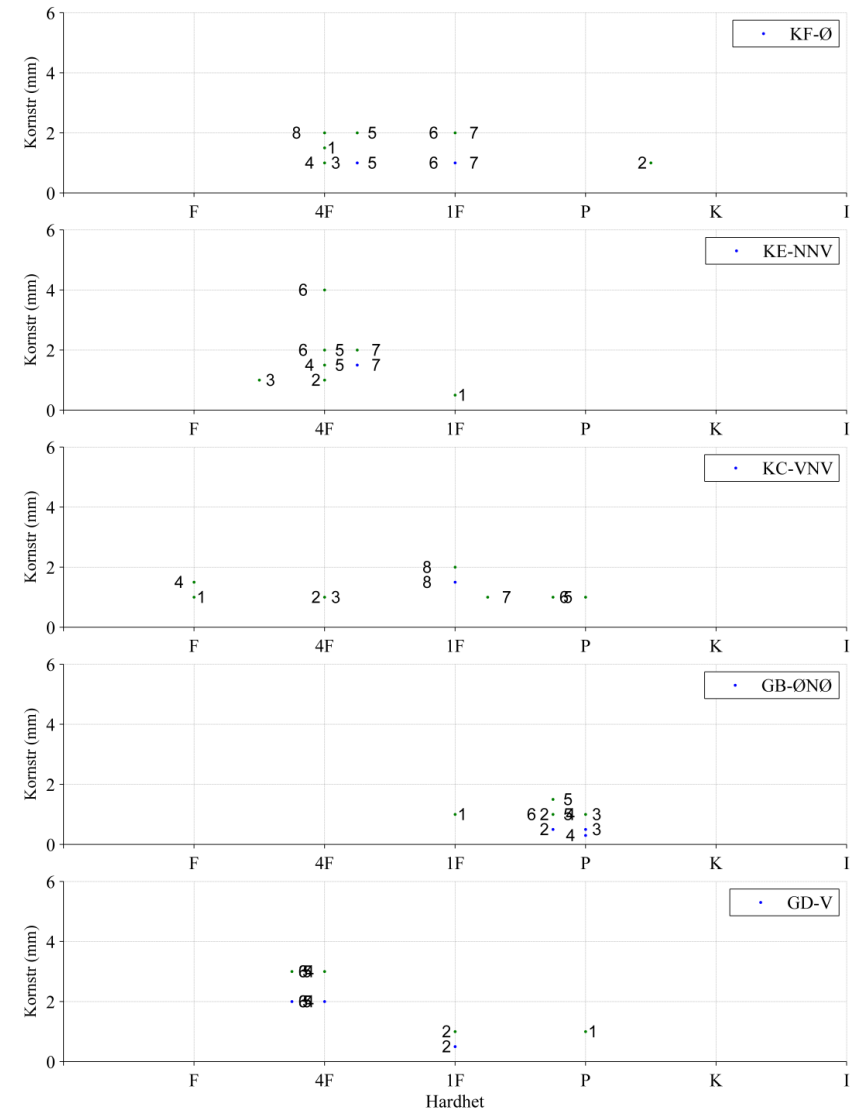
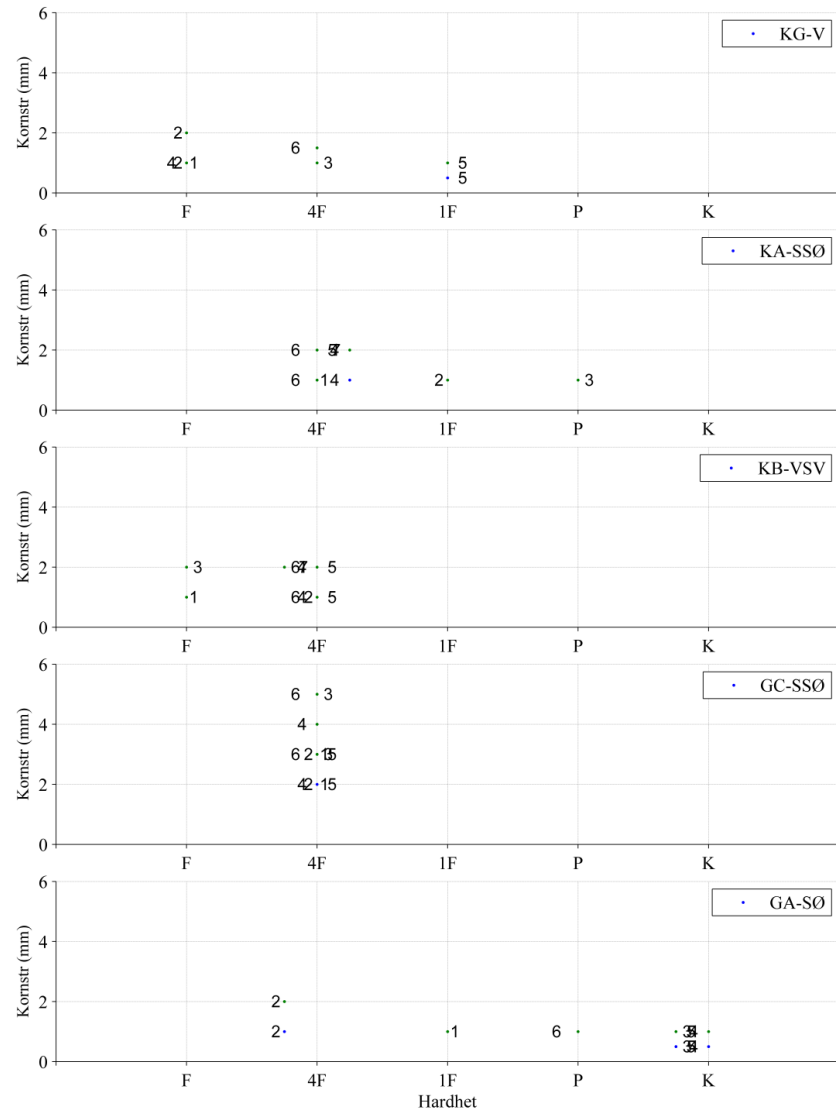
Snøegenskapene rundt skare er plottet mot hverandre i subplot for hvert punkt, med en nummerering for besøket de ulike verdiene svarer til.

## Kornstørrelse og hardhet over ØSLP

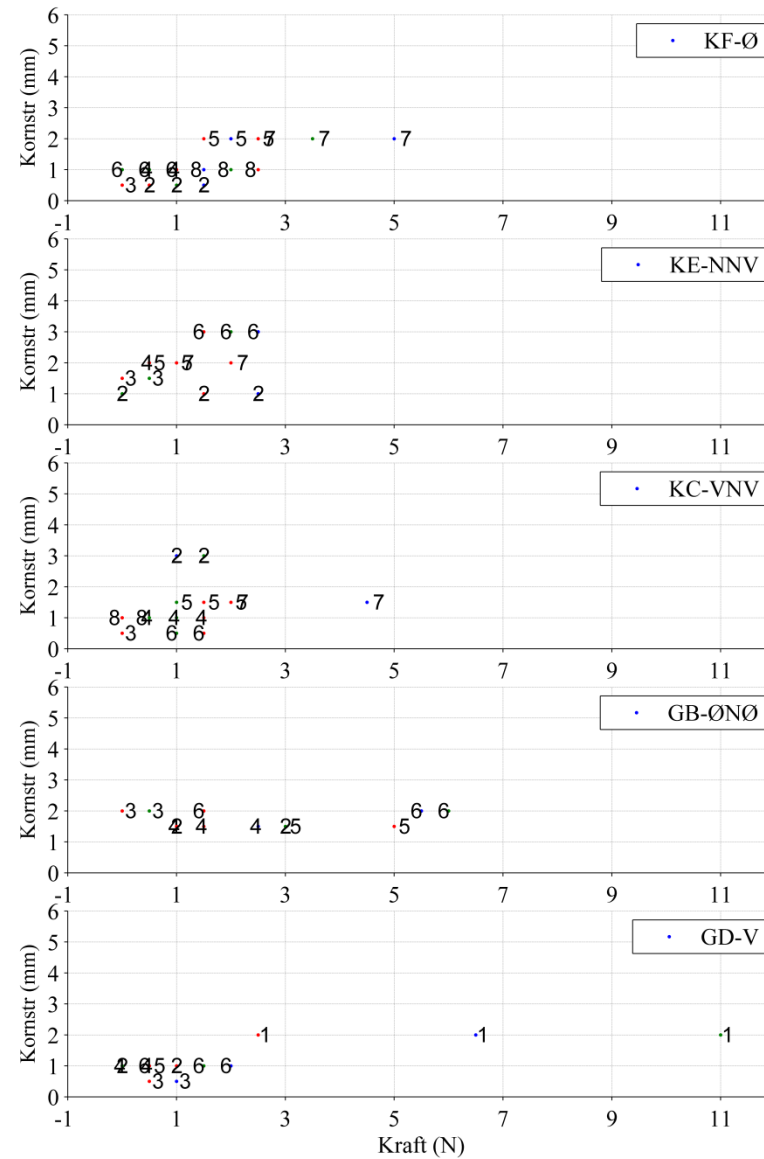
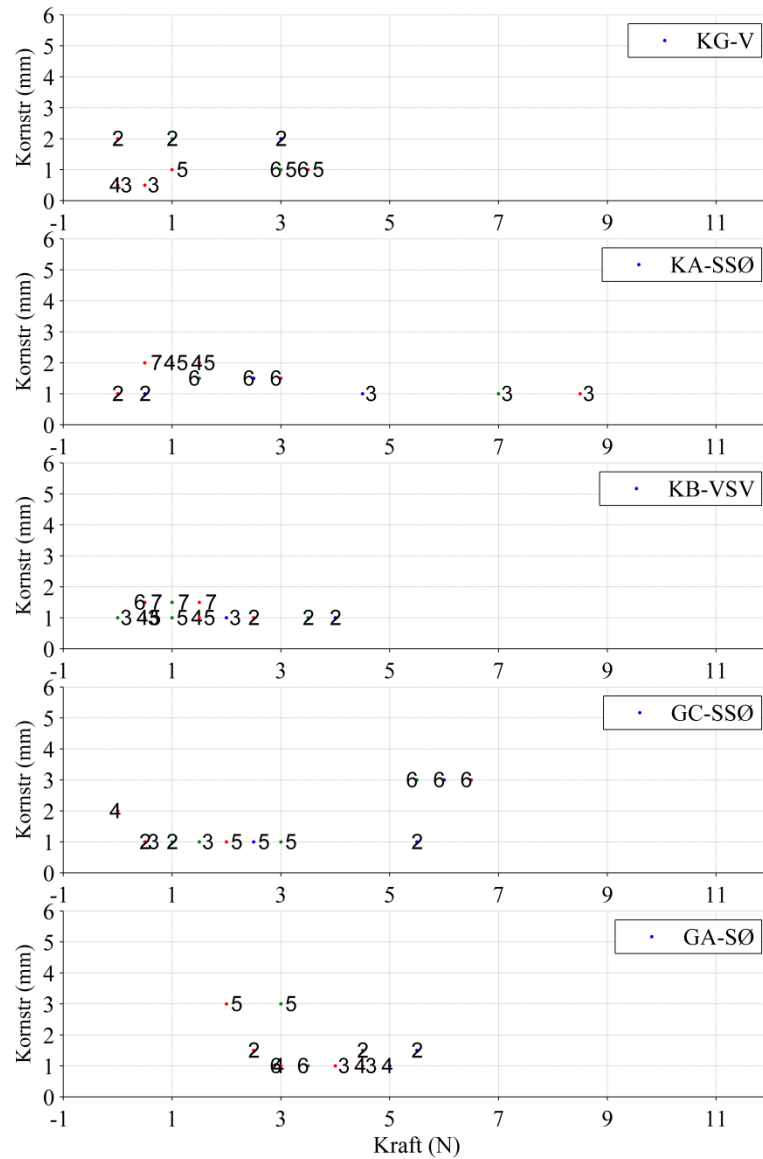
Hardhet over skare 1 vs. Kornstørrelse, Januar-April 2013



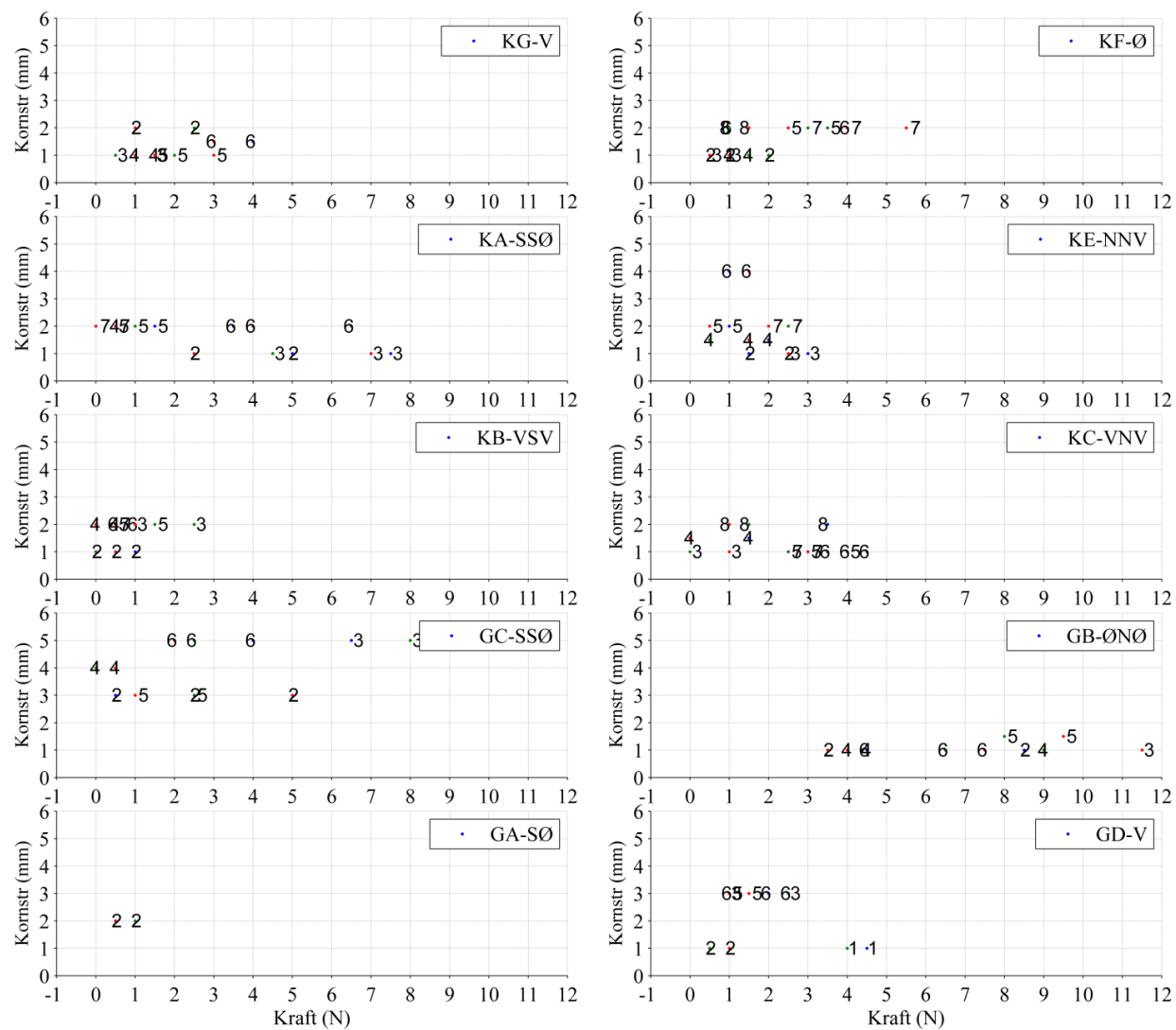
Hardhet under de øvre skarene vs. Kornstørrelse, Januar-April 2013



# Maksimal kornstørrelse over ØSLP vs. Kraftmålinger, Januar-April 2013

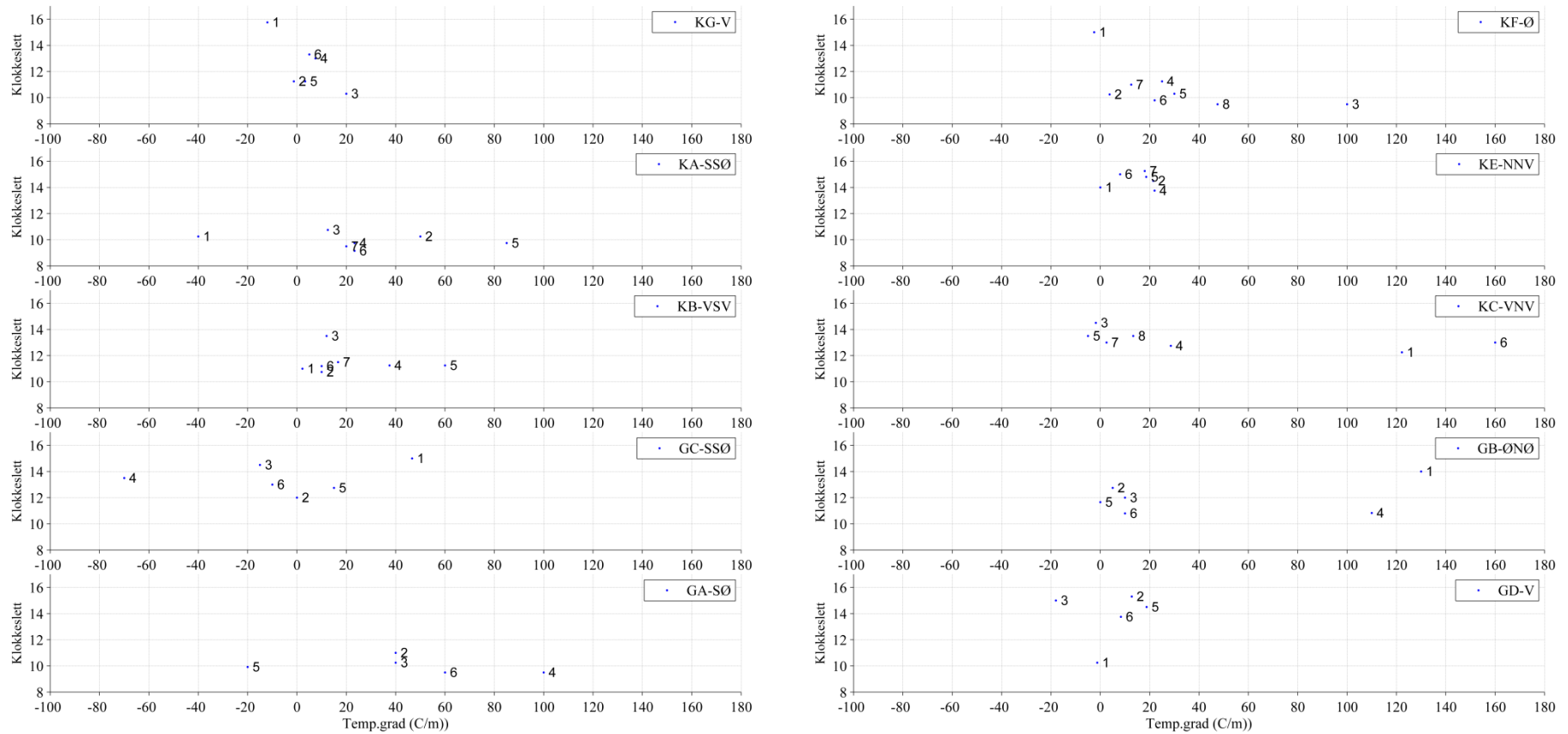


# Maksimal kornstørrelse under ØSLP vs. Kraftmålinger, Januar-April 2013





Temperaturgradient over ØSLP vs. tid på dagen, Januar-April 2013



Figur 40: Temperaturgradienten fra bunnen til toppen av ØSLP mot klokkeslettet profilene ble tatt. Punktene som er markert i sirkler tilsvarer punkt i sirkel med lik linjetype i Figur 39 for å vise sammenheng med snøoverflatetemperaturen